

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ  
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД



XII ВСЕРОССИЙСКОЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ

**ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ  
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД**

15–20 сентября 2015 года

ПЕТРОЗАВОДСК



На обложке использованы фотографии породных литотипов вулканогенно-осадочного разреза  
Суйсарского комплекса Центральной Карелии © ИГ КарНЦ РАН 2015





РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН  
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РАН  
ФГБУН ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛЬСКОГО НЦ РАН  
РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОВЕТ ПО СЕВЕРО-ЗАПАДУ РОССИИ  
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



## **ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД**

**Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания  
с участием зарубежных ученых**

ПЕТРОЗАВОДСК  
2015



УДК 552.3/.4(0.63)  
ББК 26.51  
ПЗ0

Редакционная коллегия: Голубев А.И., Щипцов В.В. (научные редакторы),  
Курчаков А.М., Кондрашова Н.И., Мясникова О.В., Первунина А.В. (ученый секретарь)

ПЗ0 **Петрография магматических и метаморфических горных пород. Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания с участием зарубежных ученых.** Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. 590 с.

ISBN 978-5-9274-0669-2

В сборнике представлены материалы XII Всероссийского Петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Они охватывают актуальные вопросы петрографии магматических и метаморфических пород в связи с проблемами глубинной дифференциации и эволюции магматизма и метаморфизма в геологической истории. Значительное внимание уделено магматизму и геодинамике с акцентом на петрографические индикаторы геотектонических обстановок, а также роли магматогенного рудообразования при формировании крупных эндогенных месторождений.

Материалы сборника представляют интерес для широкого круга геологов различных направлений, преподавателей, аспирантов и студентов геологических факультетов высших учебных заведений.

УДК 552.3/.4(0.63)  
ББК 26.51

*Материалы изданы при финансовой поддержке РФФИ – грант № 15-05-20600-г*

ISBN 978-5-9274-0669-2

---

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Карельский научный центр Российской академии наук, 2015  
© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт геологии Карельского НЦ РАН, 2015



## ОРГКОМИТЕТ

### ПРЕДСЕДАТЕЛИ:

Богатиков Олег Алексеевич – академик РАН, председатель Межведомственного Петрографического Комитета, ИГЕМ РАН, Москва  
Коротеев Виктор Алексеевич – академик РАН, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург  
Ханчук Александр Иванович – академик РАН, член Президиума РАН, Москва  
Щипцов Владимир Владимирович – д.г.-м.н., директор ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

### ЗАМЕСТИТЕЛИ:

Курчавов Анатолий Михайлович – д.г.-м.н., ученый секретарь Межведомственного Петрографического Комитета, ИГЕМ РАН, Москва  
Голубев Анатолий Иванович – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск  
Куликов Вячеслав Степанович – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Региональный петрографический совет по Северо-Западу России

### УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ:

Первунина Аэлита Валериевна – к.г.-м.н., ученый секретарь ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

### ОРГАНИЗАЦИОННАЯ ГРУППА:

Кондрашова Наталья Ивановна – к. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск  
Мясникова Оксана Владимировна – к.т.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

## ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ:

Бортников Николай Стефанович – академик РАН, директор ИГЕМ РАН, Москва  
Васин Олег Валентинович – управляющий директор ОАО «Росгеология», Санкт-Петербург  
Верниковский Валерий Арнольдович – чл.-корр. РАН, ИНГГ СО РАН, Новосибирск  
Володичев Олег Иванович – д. г.- м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск  
Войтеховский Юрий Леонидович – д.г.-м.н., директор Геологического института КНЦ РАН, Апатиты  
Вревский Александр Борисович – д. г.- м. н., директор ИГГД РАН, Санкт-Петербург  
Галанин Алексей Викторович – к. г.- м. н., главный специалист ОНЗ РАН, Москва  
Глебовицкий Виктор Андреевич – чл.-корр. РАН, СПб ГУ, Санкт-Петербург  
Гордеев Евгений Ильич – академик РАН, ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский  
Гордиенко Иван Власович – чл.-корр. РАН, ГИН СО РАН, Улан-Удэ  
Горячев Николай Анатольевич – чл.-корр. РАН, директор СВКНИИ ДВО РАН, Магадан  
Добрецов Николай Леонтьевич – академик РАН, ИНГГ СО РАН, Новосибирск  
Когарко Лия Николаевна – академик РАН, ГЕОХИ РАН, Москва  
Кориковский Сергей Петрович – чл.- корр. РАН, ИГЕМ РАН, Москва  
Марин Юрий Борисович – чл.-корр. РАН, Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург  
Морозов Юрий Алексеевич – д. г.-м. н., заместитель академика-секретаря ОНЗ РАН, Москва  
Перчук Алексей Леонидович – д. г.-м. н., профессор МГУ, Москва  
Петров Олег Владимирович – д. г.-м. н., генеральный директор ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург  
Пыстин Александр Михайлович – д. г.- м. н., Институт геологии Коми НЦ УрО РАН Сыктывкар  
Ревердатто Владимир Викторович – академик РАН, ИГМ СО РАН, Новосибирск  
Ручкин Георгий Владимирович – д. г.- м. н., ЦНИГРИ, Москва  
Рычагов Сергей Николаевич – д. г.- м. н., ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский  
Рябчиков Игорь Дмитриевич – академик РАН, ИГЕМ РАН; Москва  
Самсонов Александр Владимирович – член-корр. РАН, ИГЕМ РАН, Москва  
Светов Сергей Анатольевич – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск  
Слабунов Александр Иванович – д. г.-м. н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск  
Соболев Николай Владимирович – академик РАН, ИГМ СО РАН, Новосибирск  
Чернышов Николай Михайлович – чл.-корр. РАН, ВГУ, Воронеж  
Шарпенюк Людмила Николаевна – д. г.- м. н., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург  
Щацкий Владислав Станиславович – чл.-корр. РАН, директор ИГ СО РАН, Иркутск  
Ярмолюк Владимир Викторович – академик РАН, ИГЕМ РАН, Москва



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Прошло 5 лет со дня предыдущего Петрографического совещания, которое состоялось 24–28 августа 2010 г. в г. Екатеринбурге. Несмотря на известные экономические трудности за последние 5 лет накопились во многом новые уникальные данные по кристаллическим горным породам.

В настоящем сборнике представлены материалы XII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). Тема совещания – «ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД», 15–20 сентября 2015 г., г. Петрозаводск, на базе Института геологии Карельского научного центра РАН под эгидой Межведомственного петрографического комитета.


В программу совещания включен широкий круг проблем:

- Эволюция магматизма и метаморфизма в истории Земли.
- Петрография магматических и метаморфических пород Арктического региона России.
- Магматизм и геодинамика: петрографические индикаторы геотектонических обстановок.
- Магматизм и магматогенное рудообразование: магматические особенности крупных месторождений.
- Магматизм и метаморфизм Фенноскандинавского щита.
- Новейший вулканизм и гидротермальные системы, их роль в формировании месторождений.
- Диагностика и классификация кристаллических горных пород.

Оргкомитет посчитал целесообразным опубликовать материалы не только устных, но и стендовых докладов, ибо в них рассмотрены с разной степенью детальности различные аспекты петрографии и петрологии кристаллических горных пород, их возраста, связи с геодинамическими и геотектоническими процессами, особенностями проявлений эндогенного рудообразования, проблемы диагностики и классификации кристаллических горных пород, а также петрографии магматических и метаморфических образований Арктического региона России.

Материалы сборника представляют интерес для широкого круга геологов.

Председатель  
Межведомственного  
Петрографического комитета,  
академик РАН



О.А. Богатиков



# **Эволюция магматизма и метаморфизма в истории Земли**







# ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ (УНТ-LP) УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА В САНГИЛЕНСКОМ БЛОКЕ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

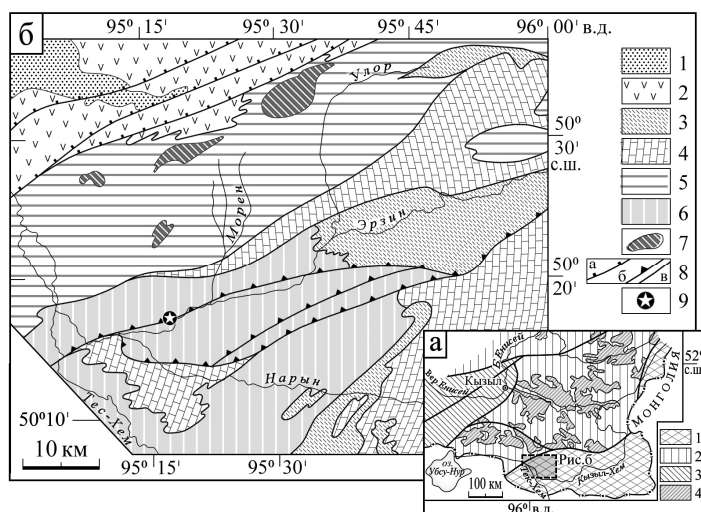
Азимов П.Я., Козаков И.К.

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург*

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) – один из крупнейших складчатых поясов в мире. Один из самых больших блоков восточного сегмента ЦАСП – Тувино-Монгольский микроконтинент (ТММ) – является гетерогенной структурой, спаянной в ходе раннекаледонского тектогенеза [1, 2]. В его состав входят разновозрастные метаморфические комплексы, представляющие собой выведенное на поверхность глубинное сечение гетерогенной покровно-складчатой системы раннепалеозойского возраста. Настоящий доклад посвящён условиям высокоградного метаморфизма, выявленного в Сангиленском блоке – одном из самых крупных в составе ТММ.

Наиболее полно метаморфические комплексы Сангиленского блока представлены в его западной части (рис. 1), образованной системой тектонических пластин, сложенных породами, метаморфизованными в позднем кембрии-раннем ордовике [1, 2]. Эрзинский комплекс сложен интенсивно мигматизированными гнейсами амфиболитовой фации пониженных давлений с реликтами гранулитов разного состава (от парапород до метабазитов). Самое крупное проявление гранулитов в эрзинском комплексе известно в Нижнеэрзинской тектонической пластине. Полосчатые двупироксеновые кристаллосланцы Нижнеэрзинской тектонической пластины с парагенезисом  $Orx + Cpx + Pl \pm Qtz$  (без граната) по химическому составу соответствуют толеитовым базальтам, а прорывающие их дайки огнейсованных гранитоидов ( $Pl + Qtz + Orx + Grt \pm Bt$ ) – трондьемитам. Особенности геохимии этих пород свидетельствуют об их образовании за счёт ювенильной коры [3]. В краях пластины на гранулиты наложен амфиболитовый метаморфизм пониженных давлений. Вне пластины метаморфические породы представлены мигматизированными гранат-биотитовыми гнейсами с мелкими будинами безкварцевых высокоглинозёмистых пород ( $Pl + Kfs + Bt + Crd + Hc + Grt \pm Sil$ ).

Рис. 1. (а) Положение Сангиленского блока в структурах юго-восточной Тувы; (б) тектоническое строение Западного Сангилена [1]: 1 – отложения девонских впадин; 2 – раннекаледонские офиолиты; 3–4 – зонально метаморфизованные толщи нарынского комплекса: (3) терригенные и (4) карбонатно-терригенные; 5–6 – высокоградные полиметаморфические комплексы Сангиленского блока: (5) моренский и (6) эрзинский; 7 – ультраосновные породы; 8 – (а) надвиги в раннекаледонском обрамлении Сангиленского блока, (б) Чинчилигская система надвигов, (в) сдвиговые зоны вдоль тектонических контактов; 9 – Нижнеэрзинская тектоническая пластина



Клинопироксены из двупироксеновых гранулитов содержат несколько систем ламелей ортопироксена, возникших при распаде раннего клинопироксена (Рис. 2а). Обменное Fe-Mg равновесие между клино- и ортопироксенами указывает на их кристаллизацию при ~910–950 °С и распад клинопироксена при ~850–750 °С (рис. 2б). Давление метаморфизма, оцененное по реакциям между пироксенами, плагиоклазом и кварцем, составляло ~3–4 кбара. Развитие поздних прожилков роговой обманки в двупироксеновых гранулитах указывает на их диафорические изменения. На западном фланге пластины в результате интенсивной амфиболизации гранулиты превращаются в амфиболиты.

Метатрондьемиты сложены кислым плагиоклазом (~An<sub>10</sub>), кварцем, ортопироксеном и низкокальциевым гранатом (Grs ~1–2%). В небольших количествах может присутствовать биотит, который иногда развивается по ортопироксену. Зёрна ортопироксена удлинены вдоль линейности, что указывает на его синдеформационную кристаллизацию. В породе обычен акцессорный ильменит. В краевых частях пластины в метатрондьемитах проявлены ретроградные изменения: ортопироксен замещается куммингтонитом, а биотит – хлоритом. Изучение цирконов из метатрондьемитов показало, что возраст их внедрения и возраст гранулитового



метаморфизма совпадают:  $494 \pm 11$  млн лет [1]. Расчёты условий метаморфизма для метатрондьемитов (гранат-ортопироксен-альбитовых гранулитов) выполнены нами методом мультиравновесной термобарометрии TWEEQU [4]. Низкое содержание Са в плагиоклазе и гранате не позволяет использовать обычный барометр, основанный на реакции  $An = Grs + aOrx + Qtz$  (где  $aOrx$  –  $Al_2O_3$  компонент Орх). Поэтому расчёты возможны только для образцов, содержащих биотит вместе с гранатом и ортопироксеном. С использованием 3х независимых реакций (IR) для метаморфизма альбитовых гранулитов (метатрондьемитов) мы получили значения  $T \sim 850^\circ C$  и  $P \sim 5.5\text{--}7$  кбар (Рис. 3а). Регрессивные изменения в основном сопровождаются снижением температуры до  $\sim 750^\circ C$  с одновременной декомпрессией до 3–4 кбар.

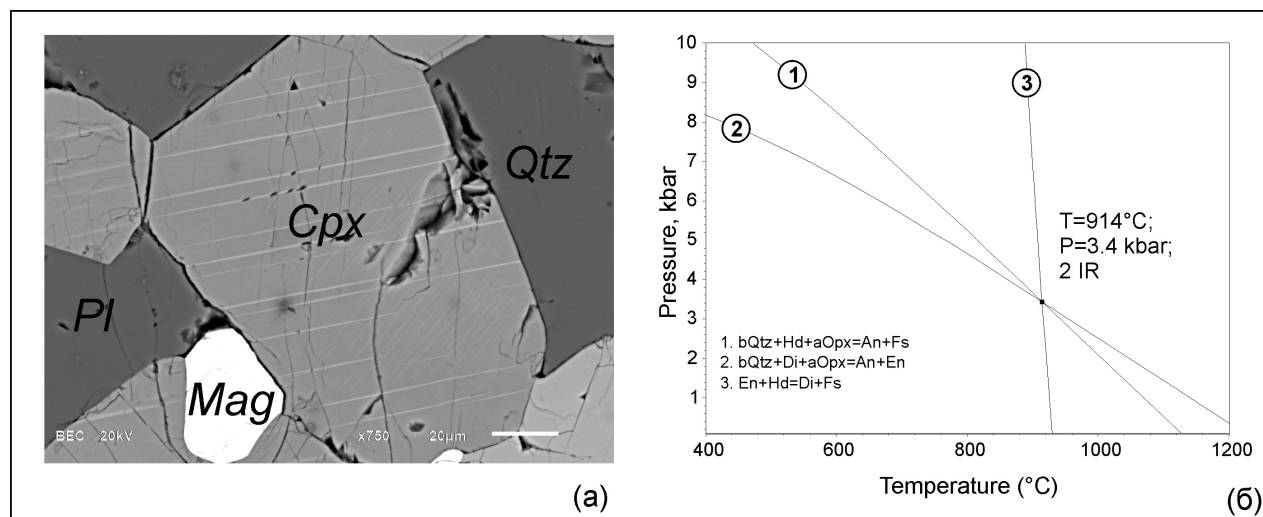


Рис. 2. (а) Несколько систем ламелей ортопироксена в зёрнах клинопироксена из кристаллосланцев Нижнеэргинской тектонической пластины. (б) Оценка условий метаморфизма двупироксеновых кристаллосланцев Нижнеэргинской тектонической пластины. Расчёт в программе TWQ 2.02 [4] с БД ВА96. IR – число независимых реакций

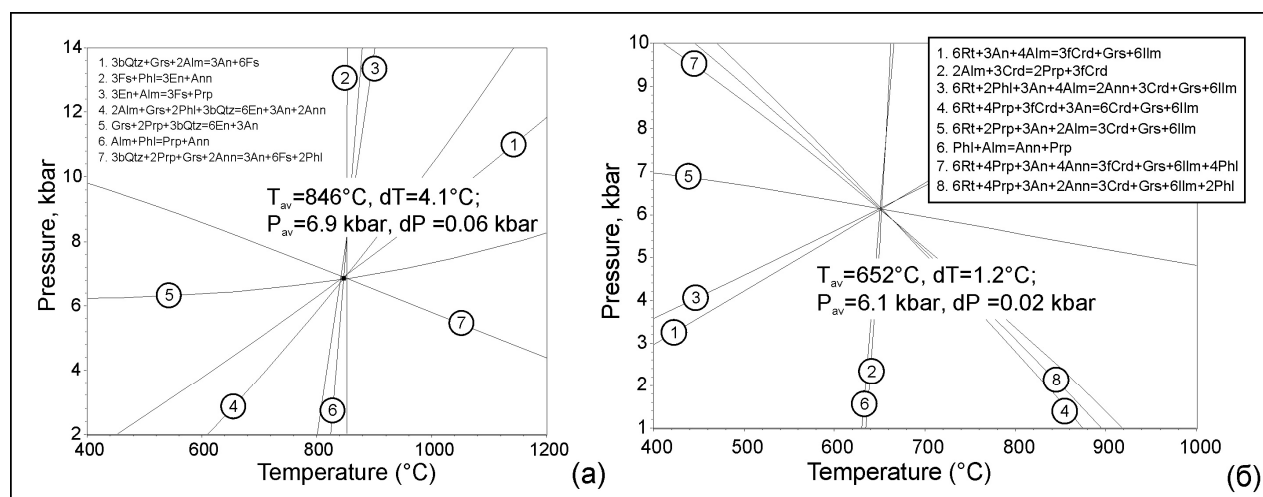


Рис. 3. TWQ-диаграммы для: (а) метатрондьемитов (Grt-Орх-Аб гранулитов): гранулитовый метаморфизм в Нижнеэргинской пластине. IR = 3. (б) будин бескварцевых глинозёмистых пород среди Grt-Bt гнейсов из восточного обрамления Нижнеэргинской пластины. Расчет в программе TWQ 2.02 [4] с БД ВА96. IR = 3

Необычная близость состава плагиоклаза к альбиту позволяет оценить активность воды в метаморфической системе при гранулитовом метаморфизме. При  $T = 850^\circ C$  и  $P = 5$  кбар  $xH_2O < 0.4$  [5], в противном случае порода состава  $Ab + Qtz$  должна расплавиться. Однако признаки парциального плавления в метатрондьемитах отсутствуют.

Условия амфиболитового метаморфизма, проявленного во вмещающих пластину породах, были определены по глинозёмистым бескварцевым породам с парагенезисом  $Pl + Kfs + Bt + Crd + Hc + Grt + Ilm + Rt$  (герцинит в расчётах не учитывался). Для этих пород методом TWEEQU найдены значения  $T \sim 580\text{--}650^\circ C$  и  $P \sim 5.5\text{--}6.5$  кбар (рис. 3б).



Установленные по двухпироксеновым гранулитам пиковые значения условий метаморфизма превышают 900 °С при довольно низких (3–4 кбар) давлениях. Эти параметры соответствуют условиям сверхвысокотемпературного метаморфизма низких давлений (УНТ-LP метаморфизм) [6]. Какая-либо связь этого метаморфизма с интрузиями базитов, которая позволяла бы интерпретировать наблюдаемый УНТ метаморфизм как контактовый, в Нижнеэрзинской пластине отсутствует. Геодинамическая позиция проявлений низкобарного сверхвысокотемпературного метаморфизма ещё неясна [7], но он может реализоваться в основании островодужных систем или в ходе аккреции островодужных комплексов [8]. Такая геодинамическая позиция проявлений УНТ-LP метаморфизма хорошо согласуется с существующими представлениями о эволюции метаморфических комплексов Сангиленского блока. Здесь такой метаморфизм связан с аккрецией пород основания островодужного комплекса, слагающих Нижнеэрзинскую пластину, с блоком континентальной коры Тувино-Монгольского микроконтинента. Присутствие сверхвысокотемпературных гранулитов в составе эрзинского комплекса обусловлено выдавливанием глубинных частей аккреционной структуры в ходе развития надвиговых структур. Следующий за гранулитовым метаморфизмом амфиболитовой фации можно связать с процессами тектонической эксгумации высокоградных комплексов по системе пологих надвигов и субвертикальных сдвиговых деформаций.

### Литература

1. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
2. Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B. et al. Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // Precambrian Research. 2001. V. 110. P. 143–164.
3. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–512.
4. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. N 4. P. 833–855.
5. Ebadi A., Johannes W. Beginning of melting and composition of first melts in the system Qtz-Ab-Or-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 106. P. 286–295.
6. Harley S.L. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism // P.J. Treloar, & P.J. O'Brien (eds) What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions? Geol. Soc. London Spec. Publ. 1998. V. 138. P. 81–107.
7. Kelsey D.E. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism // Gondwana Res. 2008. V. 13. P. 1–29.
8. Brown M. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic // Geology. 2006. V. 34. N. 11. P. 961–964.

## СЕРИИ ЧАРНОКИТИЗАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО АРЕАЛА, ИХ ИЗОТОПНАЯ ПЕРИОДИЗАЦИЯ, ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Глебовицкий В.А., Седова И.С.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Glev\_vik@pochta.tvoe.tv

Эволюция мигматитовых комплексов изучалась в западной части Алданского гранулитового ареала, где процессы гранитизации и частичного плавления проявлялись многократно, что доказывается геологическими соотношениями между лейкосоматами разной генерации и изотопным датированием цирконов, сопровождавшимся исследованием геохимии REE и некоторых других редких элементов. Последнее значительно повышает достоверность интерпретации данных о возрасте метаморфизма и плавления. Выделены следующие главные этапы мигматито- и гранитообразования [1, 2]:

– Мезоархейский 3.25 млрд лет, включающий интенсивную гранитизацию с образованием больших объемов высококальциевых небулитов (гранитогнейсов) и одновременных с ними анатектитов того же состава в условиях амфиболитовой фации.

– Неоархейский 2.65 млрд лет, ознаменовавшийся формированием эндербитовых и чарнокитовых небулитов и анатектитов без существенного фракционирования расплава (ранние анатектиты) в условиях гранулитовой фации.

– Ранний палеопротерозойский 2.40–2.45 млрд лет, когда после повторной чарнокитизации особенно широко проявлялся процесс диатексиса в условиях гранулитовой фации с формированием тел слабо перемещенных чарнокитов.

– Поздний палеопротерозойский 1.92–1.96 млрд лет – этап формирования поздних инъекционных мигматитов, лейкосома которых является следствием фракционирования расплава, удаления его из области генерации, и совмещенных во времени явлений чарнокитизации и диатексиса, с развитием мобильных тел лейкократовых высоко калиевых гранитов.

Проблема распределения малых элементов между твердыми фазами и силикатными расплавами решается многими исследователями на разных объектах, в том числе на мигматитах высокоградных (гранулитовых) комплексов [3, 4]. Предложен способ теоретического описания коэффициентов разделения малых литофильных, редкоземельных и высокозарядных элементов, которые геохимиками признаны индикаторными [5], позволяющими разобраться в происхождении магм. В этой же плоскости лежит решение проблемы состава нижней коры, которая, как предполагается, является остатком после фракционирования анатектического расплава.

Теоретическая разработка сводилась к поискам связи между коэффициентами разделения, рассчитанными как простое отношение концентраций элемента в твердой фазе рестита и в принимаемом равновесным с ним расплаве, и ионным радиусом элемента. Согласно Дж. Брайсу [7] коэффициент разделения элемента  $i$  ( $D_i$ ) в позиции  $M_2$  между кристаллом (например, клинопироксеном) и силикатным расплавом связан с некоторым идеальным коэффициентом ( $D_0$ ) для того случая, когда радиус иона  $i$  точно совпадает с размером  $M_2$ , и свободной энергией упругого напряжения в кристалле, которое возникает из-за их несоответствия ( $\Delta G_{strain}^{cpx}$ ), следующим образом:

$$D_i = D_0 \exp\left(\frac{-\Delta G_{strain}^{cpx}}{RT}\right), \text{ где } R - \text{универсальная газовая постоянная, } T - \text{температура } K. \text{ При этом}$$

свободная энергия задается уравнением:

$$\Delta G_{strain}^{cpx} = 4\pi E_{M_2} N_A \left( \frac{r_0}{2} (r_i - r_0)^2 + \frac{1}{3} (r_i - r_0)^3 \right) \text{ и в конечном итоге:}$$

$$D_i = D_0 \exp\left(\frac{-4\pi E_{M_2} N_A \left( \frac{r_0}{2} (r_i - r_0)^2 + \frac{1}{3} (r_i - r_0)^3 \right)}{RT}\right),$$

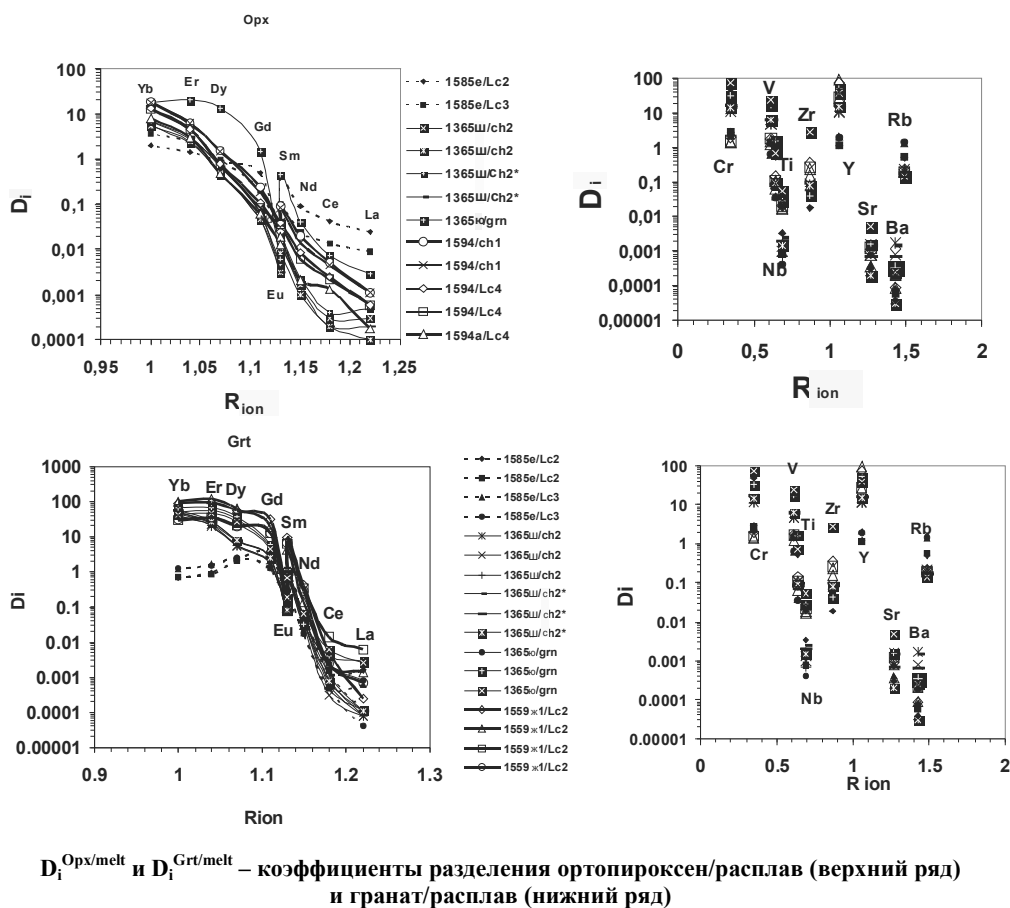
где  $r_0$  – радиус сферического иона, точно совпадающего по размеру с позицией  $M_2$ ,  $r_i$  – радиус исследуемого иона,  $N$  – число Авагадро,  $E_{M_2}$  – модуль упругости Юнга. Это уравнение параболы, обращенной выпуклостью вверх, ширина которой обратно пропорциональна величине  $E_{M_2}$ .

Рассматриваются особенности геохимии REE и некоторых редких элементов в орто- и клинопироксенах, гранатах и амфиболах, играющих существенную роль в реститообразовании при фракционировании гранитоидных расплавов из высокоградных комплексов и в формировании геохимических особенностей гранитоидных магм, генерированных в нижней коре. Полученная нами геохимическая информация относится к объектам исследования, мало отличающимся друг от друга условиями образования. По нашим данным условия формирования гранитоидов примерно 800 °C и 5–5.5 кбар – минимальные для Алданского гранулитового ареала. Тем не менее, величины коэффициентов разделения  $D_i$  варьируют в широких пределах.

В ортопироксене зависимость DREE от ионного радиуса хорошо описывается уравнением параболы, существенно отклоняясь от него в поздних диатектитах ch2 (табл.1,1365э,ю, рис. 1) в области La и Ce, концентрации которых в этих пироксенах крайне низкие и не определены точно (рис. 1, верхний ряд). В целом коэффициенты разделения REE в паре ортопироксен-расплав для этих пород отличаются от остальных групп пород, заметно меньшими значениями  $D_{HREE}$  и  $D_{LREE}$  по сравнению с безгранатовыми породами, а особенно ранними чарнокитами ch1 и гранатсодержащими, но малокалиевыми лейкосомами Lc2 и Lc3 (1585б и 1585в).. При этом  $D$  для Er, Yb и Y всегда больше единицы и возрастает существенно в безгранатовых породах. Причины этого ясны. Гранат является концентратором REE, особенно HREE и понижает их концентрацию в пироксенах, а значит и DREE между Орх и расплавом. Отметим, что  $D$  всех REE (кроме Eu, который дает отрицательную аномалию) между Орх и расплавом раннего (ch1) и позднего (ch2) чарнокита значительно отличаются. Что же касается других малых элементов, то их коэффициенты разделения меньше единицы за исключением Cr и V. Важно отметить, что при фракционировании анатектического расплава при наличии Орх в рестите расплав будет обогащаться высокозарядными Zr, Nb, Ti и литофильными Ba и Sr (рис 1), что характерно для магм внутриплитных гранитоидов.

В гранате, подобно ортопироксену, зависимость  $D_i$  от ионного радиуса хорошо описывается уравнением параболы (рис. 1, нижний ряд).  $D_i$  для HREE и отчасти для Sm больше единицы, что приводит к обеднению ими анатектитических расплавов. Eu всегда образует отрицательную аномалию на линии распределения  $D_i$ .  $D_{Dy,Er,Y,Zr}^{Grt/melt}$  возрастает значимо от ранних к поздним генерациям. Из числа других редких элементов (рис. 1, нижний ряд) коэффициенты разделения больше единицы имеют Cr и V и отчасти Ti и Rb, которые могут накапливаться в рестите, а не в анатектических расплавах. В отличие от этого  $D_i$  высокозарядных Nb и Zr и литофильных Sr и Ba очень низкие, что определяет возможность их накопления в анатектических расплавах.





Подводя итоги, отметим, что существуют достаточно твердые закономерности в поведении редких элементов в процессах частичного плавления пород при метаморфизме гранулитовой и амфиболитовой фации, и это поведение регулируется коэффициентами их разделения между твердыми фазами: ромбическим и моноклинным пироксенами, гранатом и амфиболом реститов и расплавом, в качестве которого выбираются лейкосомы анатектических мигматитов или диатектиты. Величины этих коэффициентов связаны с ионными радиусами элементов параболической зависимостью, выведенной Дж. Брайсом [4] и особенно четко проявленной для REE. Имеющиеся у нас данные позволяют наметить лишь качественную связь  $D_{Grt}^{melt}$  с температурой высокоградного метаморфизма и сопровождающего его частичного плавления, приводящего к формированию серии ультраметаморфогенных гранитоидов: более низкотемпературные образования обн.1559 (условия амфиболитовой фации, переходные к гранулитовой) имеют более высокие значения  $D_{REE}$  по сравнению с зоной гранулитовой фации (обн. 1585, 1365, 1594). Характерно, что поздние граниты (grn), формирующиеся по ch2 (обн 1365), также имеют более высокие значения  $D_{REE,YGrt}^{melt}$ , чем предшествующие им чарнокиты. Для условий гранулитовой фации, судя по составу минералов, приведенный здесь материал относится к породам, близким по условиям образования, в то же время серии сильно отличаются по содержанию К. Влияние на коэффициент разделения исследованных элементов состава возникающего анатектического расплава и кислотности-щелочности среды минералообразования настолько сильно, что стирает эффект влияния температуры и давления. В случае парагенезиса граната с ортопироксеном в зоне зарождения расплавов в них будут накапливаться преимущественно легкие REE, литофильные Rb, Sr и Ba, а тяжелые REE будут оставаться в рестите вместе с Cr и V. Высокозарядные Nb и Zr могут накапливаться в гранитоидных расплавах.

### Литература

1. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Саморукова Л. М. // Стратиграфия. Геологические корреляции. 2012. Т. 20. № 2. С. 27–54.
2. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г. и др./ Доклады РАН. Т.443. № 6, С. 700–706
3. Nehring F., Foley S.F., Hölta P. // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V.159. P. 493–519.
4. Bea F., Pereira M.D., Stroh A. // Chem. Geol. 1994. V. 117. P. 291–312.
5. Brice J.C. // J. Crystal Growth. 1975. V. 28. P. 249–253.

## ЭВОЛЮЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ГРАНИТОВОГО РУДОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Марин Ю.Б.<sup>1</sup>, Бескин С.М.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, [marin@minsoc.ru](mailto:marin@minsoc.ru)

<sup>2</sup>Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва

К редкометалльным относятся субщелочные или щелочные ( $K_a \geq 0.7$ ) граниты овоидофировой (с “гороховидным” кварцем) физиографии, автометасоматически измененные (с повышенными содержаниями акцессорных танталонибобатов ± минералов Li, REE, Y, Zr, Be, Sn, Cs), завершающие формирование гранитоидных серий и образующие малые (0,5–3 км в поперечнике) интрузивы, группы даек и/или силлов [1, 4]. Выделяются 3 типа редкометалльных гранитов: **I** слюдяные *танталовые* – колумбит-танталитовые, микролитовые ( $Ta_2O_5:Nb_2O_5$  в среднем 1:1), содержащие часто Li – слюды, касситерит, реже вольфрамит, амблигонит и др.; **II** рибекитовые, арфведсонитовые, эгириновые, полилититонитовые *тантало-ниобиевые* – колумбитовые, пироксеновые ( $Ta_2O_5:Nb_2O_5$  в среднем 1:10) с Hf-цирконом, минералами REE и др.; **III** сподуменовые *танталитиевые* – танталит-колумбитовые ( $Ta_2O_5:Nb_2O_5$  в среднем 1:3) с поллуцитом, бериллом и др.

Сподуменовые граниты развиты преимущественно в докембрии и раннем палеозое, но возникают и позже. Та-редкометалльный гранитогенез возрастает от единичных объектов в докембрии до обильных в фанерозое с ростом во времени числа крупных объектов. С агпаитовым редкометалльным гранитогенезом картина сложнее. Как и в случае с Та-гранитами, нет ни одного AR-PR<sup>1</sup> объекта. Намечается рост их числа в палеозое, но потом падение в мезо-кайнозое. Это подкрепляется материалами о распределении мировых ресурсов Li, Cs, REE, Ta и Nb в редкометалльных гранитах и пегматитах. Ресурсы Li, Ta, Cs в сподуменовых гранитах и сопряженных с ними комплексных пегматитах от докембрия к фанерозою падают резко, а от палеозоя к мезо-кайнозое не столь резко. Вывод о наращивании потенциала Та-гранитов во времени подтверждается и в пересчете на длительность PC, PZ и MZ-KZ – этапов [2]. Ресурсы Nb+Ta в щелочных гранитах от докембрия к палеозою растут, а к мезо-кайнозое падают.

Сподуменовые докембрийские граниты обычно настолько переполнены пегматоидными агрегатами, что выглядят, несмотря на отсутствие зональности, пегматитоподобными телами. Но даже в них удается зафиксировать гранитовидные овоидофировые кварц-полевошпатовые сподуменосодержащие агрегаты. Пегматитовый облик таких пород-руд возникает в результате перекристаллизации, метасоматоза, а затем иногда и метаморфизма по редкометалльногранитному субстрату. По набору аксессуаров, по физиографии докембрийские редкометалльные граниты (Лунио) такие же, как и фанерозойские (Орловка и др.). Текстурным отличием гранитов Лунио является гнейсовидный облик. Для большинства докембрийских и ряда раннепалеозойских массивов агпаитовых редкометалльных гранитов (Катугин, Кейвы-Поной в России; Вито в Испании) при частичном сохранении овоидофировой физиографии также характерны гнейсовые текстуры. Так, щелочно-гранитовые породы Катугина представляют собой типичные ортогнейсы. В других случаях докембрийские щелочные граниты в гнейсы не преобразованы, хотя следы перекристаллизации очевидны и значительны. Большинство фанерозойских массивов щелочных гранитов (Верхнее Эспе в Казахстане, Улугтанзекское в России, Каффо в Нигерии, Гурайя в Аравии) сложено массивными породами.

Анализ петрогеохимической информации и сравнение составов разновозрастных гомологичных танталоносных и агпаитовых редкометалльных гранитов позволяет отметить при переходе к молодым образованиям хотя и незначительное, но закономерное увеличение содержаний  $SiO_2$  и щелочей (K в первых, Na во вторых) и уменьшение Fe и Al, при этом эволюционный тренд заметнее между каледонскими и герцинскими образованиями, далее он слабее. Отмечается возрастание во времени в обоих типах гранитов редких и редкоземельных элементов и особенно изменение форм их нахождения – от изоморфного вхождения через акцессорные силикаты к оксидам и т. д., вплоть до самородного состояния. При сравнении акцессорных минеральных ассоциаций разновозрастных гранитов установлено увеличение количества минеральных видов и расширение многообразия классов минералов с повышением роли оксидов, фторидов, карбонатов, фосфатов, силикатов редких и редкоземельных элементов от протерозойских к киммерийским образованиям. В ходе эволюции происходит усложнение наиболее распространенных аксессуаров – оксидов и силикатов, выражающееся в постепенном смещении «центра тяжести» в акцессорных ассоциациях от оксидов координационного строения к слоистым и каркасным, а у силикатов – от силикатов с изолированными Si-тетраэдрами к каркасным.

Неодинаково и распределение редкометалльных гранитов разных типов и возрастов:

а) архей-протерозойские редкометалльные граниты любых типов и сопряженные с ними пегматиты, располагаются только на кратонах – на щитах (Канадский, Балтийский и др.) и в активизированных краевых перикратонных поясах – субщитах (Восточный Саян и др.);



б) фанерозойские сподуменовые граниты (и сопряженные с ними Ta-Cs-Be-Li-пегматиты) встречаются только в линейных поясах складчатых областей (Гиндукуш, Аппалачи), располагаясь как в метаморфизованных толщах, так и в насыщенных фанерозойскими гранитоидами глыбах древнего докембрия (Мадагаскар, Мозамбик);

в) фанерозойские танталоносные граниты чаще встречаются в складчатых областях, но почти исключительно в тех, для которых характерны мозаичные структуры. При этом продуктивные граниты располагаются как среди фанерозойских пород (Орловка, Этыка), так и среди переработанных фрагментов древнего цоколя (Рудные Горы Германии и Чехии, Эшасьер во Франции). Иногда фанерозойские танталовые граниты встречаются среди древних кристаллических толщ и на кратонах, но только по периферии особенных по проявленности рифтогенеза областей, например в Красноморской зоне Египта;

г) фанерозойские Ta-Nb-щелочные граниты встречаются как на щитах, так и в складчатых («мозаичных») областях, приурочиваясь в последнем случае к переработанным останцам древних толщ (Хайломинский, Улугтанзекский и другие массивы).

Опираясь на представления В.Е. Хаина, Ф.А. Летникова, В.Н. Ларина, О.А. Богатикова, И.Б. Недумова, А.Ф. Грачева и др. [1–3] возможно объяснение намеченных закономерностей. Очевидно, что ни в древнейшее время (более 4.4 млрд лет), когда возникла тонкая гранулит-базитовая протокора; ни в архее (4.4–3.6 млрд лет), когда по субстрату протокоры под влиянием мантийных флюидов последовательно формировались пироксен-гранулитовые комплексы AR<sub>1</sub>, облекающие их роговообманково-гранулитовые AR<sub>2</sub> и амфиболитогнейсовы AR<sub>3</sub> и новая континентальная кора с мощностью до 25 км; ни даже при переходе к протерозою (моложе 3.6 млрд лет), когда началось формирование зеленокаменных поясов с образованием вторичной гранулит-базитовой коры, нарастившей снизу первичную, *редкометальные граниты образоваться не могли*. Слишком мал был еще подток щелочей. И только когда земная кора приобрела мощность порядка 40 км, т.е. с начала кратонной стадии (2.7±0.4 млрд лет), когда в мантийных флюидах резко повысилась доля щелочей, появилась возможность формирования редкометальных гранитов. *Но только одного типа*. Действительно, в это время геодинамика верхних этажей отличалась сочетанием салических древних блоков и разделяющих их сиалофемических, в том числе зеленокаменных поясов, находящихся в сдвигово-надвиговых взаимоотношениях. Это обусловило обстановку весьма высокого давления и ареальный стресс-гранитоидный плутонизм, стимулировавший пегматитогенез. Так возникли Na-Li-сподумен-гранитовые рудно-магматические системы (РМС), вплоть до образования гигантских пегматитовых тел (Гринбушес-Литиевое, Полмос-Колмозеро-Воронья-Васин-Мыльк, Бикита и др.).

Следующая эпоха (2.3–1.6 млрд лет) во многом наследовала черты предыдущей. Поэтому продолжался, хотя и не столь всеохватно, пегматитогенез, формирование пегматоидных сподуменовых гранитов, а иногда и сопряженных с ними комплексных редкометальных пегматитов (месторождения Гольцы, Вишняковское, Блэк-Хиллз, Варутреск, Абитиби и др.). Примерно в это же время, особенно несколько позже – в связи с утолщением коры – началось «утопление» части флюидно-щелочных очагов. На таких территориях формирование пегматитовых-сподумен-гранитовых РМС закончилось. Тем более, что изменялся глубинный флюидный режим (Летников, 2000) от восстановительного (Sn, Ta, Li, Cs) к окислительному (Mo, Nb, Zr, REE). *Начали возникать рифты*, позволившие подтягиваться вверх щелочным флюидно-магматическим потокам, в том числе и редкометалльно-щелочногранитовым. Так возникли наиболее древние месторождения щелочных редкометалльных гранитов (Катугин, Стрейндж-Лейк, Тор-Лейк, Кейвы). Нормальные гранитоидные серии, коровые, с замаскированным влиянием мантийной компоненты, тогда формировались как исключение. Соответственно на щитах практически нет древнедокембрийских месторождений кварцевожильно-грейзенового типа, молибден-порфировых (исключение Лобаш в Карелии) и танталоносных редкометалльных гранитов (исключение Лунио в Уганде). Поэтому для древнего докембрия нормальные гранитоидные серии не характерны из-за иных, по сравнению с фанерозоем, геодинамических обстановок, не позволявших формироваться обычным (не в условиях стресса!) гранитоидам путем «перелопачивания» насыщенного калием субстрата. Последний еще не до конца созрел и, следовательно, не нарастались кларки концентрации Ta и его спутников (Sn, W, Be и др.).

В фанерозое возникновение стресс-гранитоидных серий и массовый пегматитогенез, в т. ч. формирование сподуменовых гранитов, стало возможным *только в гиперколлизионных зонах*: в гигантских поясах типа Гималае-Альпийского, когда сформировались сподуменовые поля Афганистана, Памира, Австрии, и в относительно локальных типа Иртышского, Южно-Алтайского, Монголо-Охотского, когда сформировались сподуменовые месторождения Алахинское, Завитинское. Там, где аналогичные образования возникали в почти безлитиевых геоблоках, большинство редкометальных гранитов слабо рудоносны, а интересны только пегматиты, перспективные на Be, меньше на Nb+Ta, а также Be-экзоконтактовые метасоматиты (Мурзинско-Адуйский пояс Урала). Зато нормальные гранитоидные серии с грейзеновыми месторождениями и часто с Ta-носными гранитами в фанерозое проявлены обширно. Гранитоидные серии повышенной щелочности с агпаитовыми редкометалльными гранитами в достаточном изобилии (чаще, чем в докембрии, ибо прибавилось коро-

вого материала) возникали и в фанерозое, особенно в палеозое, как на щитах и субщитах, так и в тех складчатых поясах, где сохранялись останцы докембрия. Это месторождения Северо-Нигерийской группы, Улугтанзекское на Сангиле и др. В молодых поясах, где докембрийские глыбы не сохранились или были кардинально переработаны, щелочных гранитов практически нет, ибо мантийные ресурсы исчерпались, а если и были, то, рассеиваясь, не достигали верхних горизонтов.

#### Литература

1. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометальные гранитовые формации. Л.: Недра. 1979. 280 с.
2. Бескин С.М., Марин Ю.Б. Об эволюции редкометально-гранитового минерало- и рудогенеза в геологической истории // ЗВМО. 2003. Вып.2. С. 3–20.
3. Бескин С.М., Марин Ю.Б. Геодинамические типы редкометального гранитового магматизма и ассоциирующие с ними месторождения // Записки Горного института, 2013. Т.200. С.155–162
4. Бескин С.М., Марин Ю.Б., Матиас В.В., Гаврилова С.П. Так что же такое «редкометальный гранит»? // ЗВМО. 1999. Вып. 6. С. 28–41.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА В ИСТОРИИ ЗАРОЖДЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Минц М.В.

Геологический институт РАН, Москва, michael-mints@yandex.ru

Главные закономерности строения и истории зарождения и эволюции архейских микроконтинентов, объединенных в структуре композитного Восточно-Европейского кратона (ВЕК), и история последовавшей палеопротерозойской эволюции этого кратона охарактеризованы в недавно вышедших монографиях [1, 2]. В предлагаемом сообщении систематизированы и последовательно представлены геодинамические обстановки магматизма и метаморфизма в истории северной, центральной и восточной частей ВЕК.

**~3.7–2.93 млрд лет (эоархей-мезоархей):** формирование зародышей микроконтинентов (Курского, Волго-Уральского, Рануа, Иисалми, Водлозерского, Хетоламбинского, Кухмо-Сегозерского, Мурманского и Инари-Кольского). Происхождение, условия и обстановки возникновения ранней коры ТТГ типа достоверно не установлены, получены свидетельства ее формирования с участием высокотемпературного (гранулитовой или высокой амфиболитовой фации) плавления ранее сформированных мафитовых пород и/или еще более древней коры ТТГ типа значительной мощности. В пределах Курского микроконтинента размещены древние зеленокаменные пояса внутриконтинентального (рифтогенного) происхождения, датированные 3.26 и 2.90 млрд лет.

**3.05–2.74 млрд лет (мезоархей-неоархей):** формирование древних островодужных систем и их аккреция к зародышам будущих микроконтинентов (зеленокаменные пояса и системы поясов Водлозерско-Сегозерская, Сумозерско-Кенозерская, Колмозеро-Воронья и Типасъярви-Кухмо-Суомуссалми). Первоначальное наращивание зародышей микроконтинентов происходило в результате субдукционных процессов и аккреции островодужных систем. Уровень метаморфизма значительно варьирует, проявления гранулитового метаморфизма связаны с обстановками задугового растяжения. Признаки коллизии и объединения микроконтинентов на этой стадии не зафиксированы.

**2.88–2.83 и 2.80–2.78 млрд лет (мезоархей):** зарождение и эволюция внутриокеанических, островодужных и окраинно-континентальных систем. Сопряженная Центрально-Беломорский поясом Беломорская эклогитовая провинция (БЭП) включает ассоциации метаморфизованных в эклогитовой и гранулитовой фации вулканитов океанического (вулканиты и «расслоенные габбро» третьего слоя океанической коры) и надсубдукционного происхождения. Состав и ассоциации горных пород БЭП позволяют предполагать существование медленно-спредингового Центрально-Беломорского океана между древними ядрами Хетоламбинского и Инари-Кольского микроконтинентов. Парандово-Тикшеозерская островодужная система была сформирована во внутриокеанической обстановке 2.81–2.77 млрд лет назад. В ее строении участвует практически «полный набор» горно-породных ассоциаций, формирующихся в зонах конвергенции «континент – океан». С коллизией Кухмо-Сегозерского и Хетоламбинского микроконтинентов связано «выдавливание» дуги кверху и надрывание ее окраинных частей на структуры обрамления.

**2.82–2.66 млрд лет (мезоархей-неоархей):** объединение континентальных областей, сформировавших преобладающую часть архейской коры в составе будущего Восточно-Европейского кратона; главные события завершились приблизительно к 2.75 млрд лет. Обычно при «стыковке» микроконтинентов главную роль

играли процессы сдвигового или транспрессионного типа при отсутствии заметного утолщения коры, свойственного коллизии, и без соответствующего магматического и/или метаморфического сопровождения. Как исключение, с коллизией Хетоламбинского и Инари-Кольского микроконтинентов связаны формирование тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) вулканоплутонической ассоциации на Южно-Кольской активной окраине. Мафитовые дайки, разместившиеся в коре активной окраины, и фрагменты субдуцировавшей плиты совместно подвергались эклогитовому метаморфизму. Высокотемпературные условия архейской субдукции определили перемещение субдуцирующей плиты в поле параметров эклогитовой фации через поле *PT*-параметров гранат-амфиболитовой и, возможно, гранат-гранулитовой фаций. Уже на малых глубинах – в пределах поля параметров гранатовых амфиболитов – *P-T-t* траектория погружающейся плиты пересекает линию «влажного» солидуса базальта, чем определяется возможность плавления погружающейся плиты прежде, чем она достигнет условий эклогитовой фации.

**2.79–2.55 млрд лет (неоархей)** – суперплюм: мощные проявления магматизма, осадконакопления и высокотемпературного метаморфизма во внутренней области недавно сформированного композитного континента – принципиально новый этап развития и наращивания раннедокембрийской коры ВЕК. Яркими чертами Карело-Беломорского ареала являются овально-концентрическое строение и быстрое расширение ареала от центра к периферии. События в центральной части ареала (внутриконтинентальные зеленокаменные пояса Кухмо-Сегозерской ГЗО, гранулитовые комплексы Вокнаволоок и Лиекса-Тулос и массивы санукитоидов) преимущественно датированы в интервале от 2.76–2.72 млрд лет; овальная зона гранулитогнейсовых поясов (Нотозеро-Чупа, Пудасъярви, Варпайсъярви) большего радиуса возникла в 2.74–2.70 млрд лет назад (сближенные во времени процессы растяжения, формирования и заполнения быстро углублявшихся осадочных бассейнов и совместного метаморфизма их основания и вулканогенно-осадочного выполнения); 2.72–2.70 млрд лет назад гранулитовый метаморфизм спорадически проявился во внешней зоне ареала; фиксируя снижение температур, 2.69–2.58 млрд лет назад возник шлейф «молодых» гранитоидов, мигматитов и локальных гранулитов. Кольский ареал, в строении которого участвуют рифтогенные зеленокаменные пояса, Центральнo-Кольский гранулитогнейсовый пояс и толща метаморфизованных отложений субщелочных и щелочных пирокластических потоков, выполняющих Кейвскую вулканотектоническую палеодепрессию, был сформирован в интервале от 2.79–2.76 до 2.61–2.55 млрд лет. Курский микроконтинент вмещает ультравысокотемпературный Курско-Бесединский гранулитогнейсовый ареал, датированный 2.85–2.82 млрд лет.

Гранулитогнейсовые ассоциации Волго-Уральского кратона, которые размещены в пределах овоидов и структур Межовоидной области, возникли в результате тектоно-термальных событий, полностью преобразовавших обширную область палеоархейской коры (не менее 600 000 км<sup>2</sup>). Толщина корового слоя, оказавшегося в условиях высокотемпературного метаморфизма, превысила 50 км. Размещение глубинных мафит-ультрамафитов и габбро-анортозитов сопровождалось метаморфическими преобразованиями на глубинных уровнях коры при *PT*-параметрах выше 940–950 °C и 9.5 кбар. Амфиболитовые парагенезисы формировались как на регрессивной ветви метаморфической эволюции, так и в результате прогрессивного метаморфизма на умеренных глубинах. Выявлены как минимум два высокотемпературных метаморфических события и последовавших этапов ретроградации: 2.74–2.70 и 2.62–2.59 млрд лет. Ареальный и особо высокотемпературный характер тектоно-термальных процессов и отчетливая геометризация пространства с выделением нескольких концентрических областей находят наиболее общее объяснение в модели мантийного плюма. С завершением неоархейской внутриконтинентальной эволюции связан ограниченно проявленный анорогенный магматизм (~2.6 млрд лет: карбонаты Сиилинъярви Финляндии, риолиты лебединской серии на Курском микроконтиненте).

**Палеопротерозойская эволюция** континентов Кола-Карелия, Сарматия и Волго-Уралья развивалась по разным сценариям. Лишь заключительные события в конце палеопротерозоя спаяли архейские кратоны в единую континентальную массу и преобразованная кора Кола-Карелии совместно с ювенильными палеопротерозойскими комплексами вошла в состав Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского внутриконтинентального коллизийного орогена. Палеопротерозойская эволюция характеризуется отчетливой периодизацией.

**2.53–2.42 (до 2.32) млрд лет** – суперплюм, формирование ранне-палеопротерозойской крупной изверженной провинции (КИП): андерплейтинг и интраплейтинг габброанортозитов в основании коры, расслоенные мафит-ультрамафиты на верхнем уровне, малые интрузии (друзиты) на среднем уровне коры; мафит-риолитовый вулканизм; возникновение внутриконтинентальных впадин, гранулитовый метаморфизм архейского основания и осадочного выполнения этих впадин. Разделение Северо-Американского и Фенноскандинавского фрагментов суперконтинента Лавроскандия.

**2.3–2.1 млрд лет** – «дремлющая» внутриплитная тектоника: преимущественно мафитовый внутриконтинентальный вулканизм.

**2.11–1.92 млрд лет** – суперплюм: формирование средне-палеопротерозойской КИП, рифтогенез вдоль окраин формирующегося внутриконтинентального орогена, локальные переходы к спредингу; реактивизация внутриконтинентальных бассейнов, быстро заполнявшихся осадочным, эффузивным и пирокластическим



материалом преимущественно ювенильного происхождения, гранулитовый метаморфизм архейского основания и осадочно-вулканогенного выполнения впадин. Условия метаморфизма последовательно снижаются с 860–960 °C и 10.3–14.0 кбар до 640–770 °C и 4.8–10.7 кбар.

**1.93–1.86 млрд лет** – сочетание процессов мантийно-плюмового и тектоно-плитного типов, частичный разрыв континента и его последующее возрождение, возникновение коллизионных орогенов во внутренних областях обновленного континента, включающих надвиго-поддвиговые осадочно-вулканогенные и синформные покровно-надвиговые гранулит-гнейсовые пояса.

**1.87–1.7 млрд лет** – поздне-палеопротерозойский внутриконтинентальный коллизионный орогенез: возникновение Лапландско-Кольско-Беломорского и Североворонежского орогенов; посторогенный и анорогенный магматизм и метаморфизм.

**Формирование поздне-палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена:** возникновение, развитие и аккреция островодужных, задуговых и междуговых комплексов (между 1.93 и 1.87 млрд лет); завершение аккреционно-коллизионных процессов и структурное оформление Свекофеннского орогена (~1.80–1.78 млрд лет).

#### Литература

1. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конюхов А.Н., Михайлов В.О., Натанов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + 1 папка-комплект цветных приложений. – М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1, 408 с. Т. 2, 400 с.

2. Mints, M.V., Dokukina, K.A., Konilov, A.N., Philippova, I.B., Zlobin, V.L., Babayants, P.S., Belousova, E.A., Blokh, Yu.I., Bogina, M.M., Bush, W.A., Dokukin, P.A., Kaulina, T.V., Natapov, L.M., Piip, V.B., Stupak, V.M., Suleimanov, A.K., Trusov, A.A., Van, K.V., Zamozhniaya, N.G. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. The Geological Society of America Special Paper. Vol. 510, 2015, in press.

## ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ПОЯСА В ДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Минц М.В.

Геологический институт РАН, Москва, michael-mints@yandex.ru

Модельные представления автора о геологической природе метаморфизма, строении и закономерной эволюции гранулит-гнейсовых комплексов и поясов, их тектонической позиции и связи с мантийными плюмами и суперплюмами обоснованы и охарактеризованы в серии публикаций [1, 3–4]. Показано, что эволюция гранулитовых поясов включала: прогрев мощных сечений континентальной коры за счет мантийных источников тепла (плюмов) → возникновение рифтогенных бассейнов и вулкан-тектонических депрессий (в частном случае, это могли быть задуговые бассейны) → их заполнение рифтовыми осадками и производными коро-контamинированных магм → высокотемпературный метаморфизм фундамента и заполнения бассейнов и депрессий → расчленение коры и надвигообразование в обстановке общего сжатия (коллизии) и возникновение покровно-надвиговых структурных ансамблей гранулит-гнейсовых поясов преимущественно синформного строения.

**3.8–3.5 млрд лет (эоархей-палеоархей).** Высокотемпературный метаморфизм (630–700 °C, 8–10 кбар) ассоциации Акилия (ЮЗ Гренландия), образующей включения в гнейсах комплекса Итсак (Амитсок). Ассоциация включает амфиболиты, железистые кварциты, мрамора и кальцифиры, тело габброанортозитов. Метаморфизм ~3.57 млрд лет назад непосредственно следовал за осадконакоплением, датированным 3.65–3.60 млрд лет.

**3.5–2.9 млрд лет (палеоархей-мезоархей).** Континентальные зародыши ТТГ типа *палеоконтинента Кола-Карелия* сформированы при участии высокотемпературного плавления ранее сформированных мафитовых пород и/или ТТГ коры. В ЮЗ Гренландии гранулитовый метаморфизм сопутствовал *анортозитам комплекса Фискенесет* (2.97–2.95 млрд лет). В Центральной зоне *пояса Лимпопо* в Южной Африке преобладают гранито-гнейсы, чередующиеся с эпиконтинентальными метаосадками Бейт Бридж (3.7–3.6 млрд лет). Комплекс Бейт-Бридж ~3.3 млрд лет назад был прорван *габброанортозитами массива Мессина* и подвергся гранулитовому метаморфизму ~3.14 млрд лет назад при ~10 кбар и >800 °C. Эпиконтинентальные метаосадки *комплекса Маунт-Нарье* (кварциты, конгломераты) в пределах кратона Йилгарн в Зап. Австралии, сформированные 3.28–3.20 млрд лет назад, практически сразу же подверглись гранулитовому метаморфизму.

**2.79–2.55 млрд лет (неоархей) – первый суперплюм глобального ранга:** магматизм, эпиконтинентальный вулканизм, осадконакопление и гранулитовый метаморфизм во внутренней области Лавроскандии – принципиально новый этап континентального корообразования. *Карело-Беломорский «горячий» ареал* овально-концентрического строения, включающий *Чупинский, Пудасъярви и Варпаисъярви гранулит-гнейсовые пояса*, сформировался 2.76–2.70 млрд лет назад. Эволюция *Центрально-Кольского гранулит-гнейсового пояса*, принадлежащего *Кольскому «горячему» ареалу*, охватила интервал от 2.79–2.76 до 2.61–2.55 млрд лет. Гранулитовые ассоциации *Волго-Уральского кратона* возникли в результате термальных событий при >940–950 °C и 9.5 кбар, полностью преобразовавших палеоархейскую кору. Гранулитовый метаморфизм сопровождал внедрение мафит-ультрамафитовых и габброанортозитовых магм 2.74–2.70 и 2.62–2.59 млрд лет назад. Кратон Сьюпириор (Канадский щит) вмещает *гранулит-гнейсовые комплексы Аиуанипи, Минто и Пиквитоней*. Параметры метаморфизма комплекса Минто (2.71 и 2.64 млрд лет) достигали 880 °C и 10.4 кбар. Сапфирин-содержащие ксенолиты в эндербитах, образованные при 1260 °C и 14 кбар, указывают на мощные притоки мантийного тепла. *Гранулит-гнейсовый комплекс Капускейсинг* вмещает *анортозитовый массив Шоумеа* (2.68–2.62 млрд лет), совместно с которым метаморфизован при 750–790 °C и 8–11 кбар между 2.66 и 2.64 млрд лет. *Комплекс Мери-Ривер* на Баффиновой Земле (кварциты, конгломераты, граувакки, железистые кварциты, мраморы, прослои кислых и ультрамафитовых вулканитов) был сформирован и подвергся гранулитовому метаморфизму 2.76–2.72 млрд лет назад.

Породы Центральной Зоны *пояса Лимпопо* в Южной Африке вторично подверглись гранулитовому метаморфизму при 830–860 °C и 8–9 кбар около 2.6 млрд лет. Гранулиты Южной краевой зоны датированы 2.72–2.62 млрд лет. Протолиты гранулитов *Мозамбикского гранулит-гнейсового пояса* в Танзании, сформированные ~2.7 млрд лет назад, подверглись метаморфизму при 800–850 °C и 12–14 кбар через 50–100 млн лет. Повторный гранулитовый метаморфизм *комплекса Маунт-Нарье* (Зап. Австралия) датирован 2.7–2.6 млрд лет. Возраст гранулитов *кратона Гаулер* в Австралии (орто- и парагнейсы, железистые кварциты и известково-силикатные породы) ~2.65 млрд лет.

**2.53–2.3 млрд лет (ранний палеопротерозой):** инициальный рифтинг Лавроскандии сопровождался внедрением габброанортозитовых магм и гранулитовым метаморфизмом (860–960 °C и 10.3–14.0 кбар), зафиксированным в основании разреза *Лапландско-Кольского гранулитового пояса* на Кольском полуострове 2.47–2.41 млрд лет назад. В пределах Северо-Американского кратона высокотемпературные процессы, датированные 2.6–2.5 млрд лет, связаны с ограничениями *Транс-Гудзонского орогена*. *Пояс Коммити* на Баффиновой Земле повторно подвергся гранулитовому метаморфизму 2.55–2.43 млрд лет назад. Гранулитовый метаморфизм за пределами Лавроскандии представлен, в частности, *комплексом Нилгири* в Южной Индии и *комплексом Нейпир* в Антарктиде.

**2.2–1.8 млрд лет (средний палеопротерозой) – второй суперплюм глобального ранга:** во внутренней области Лавроскандии сформирован Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский внутриконтинентальный ороген. Впадины в осевой зоне орогена быстро заполняются осадками и пирокластикой; далее следует гранулитовый метаморфизм архейского основания и осадочно-вулканогенного выполнения бассейнов. В интервале 2.0–1.95 млрд лет параметры метаморфизма снижаются с 860–960 °C и 10.3–14.0 кбар до 640–770 °C и 4.8–10.7 кбар. В пределах Свекофенского аккреционного орогена локальный метаморфизм гранулитовой фации (до 800 °C при 4–5 кбар, 1.89–1.81 млрд лет) связан с эволюцией задуговых бассейнов. Во внутренней области Северо-Американского кратона формируются внутриконтинентальные коллизионные орогены Талтсон-Фелон и Транс-Гудзон. В пределах *орогена Талтсон-Фелон* с метаосадочными гранулитам ассоциированы гранитоиды, датированные 1.99–1.93 млрд лет. Высокобарные гранулиты и высокотемпературные эклогиты (920–1000 °C и 18–20 кбар, ~1.9 млрд лет) известны в пределах *зоны Сноуберд*, которая ответвляется от орогена Талтсон-Фелон. Разветвленная система средне-палеопротерозойских *гранулит-гнейсовых поясов Фоукс, Нагсугтокидиан, Райнкиан и Торнгат* в Канадской Арктике и в Гренландии продолжает ороген Талтсон-Фелон в северном и северо-восточном направлениях. Основание разрезов образовано эпиконтинентальными метаосадками и метавулканитами, вмещающими тела и силлы анортозитов. Датирована последовательность событий: осадконакопление – от ~2.0 до 1.95–1.93 млрд лет; старт гранулитового метаморфизма – 1.92–1.90 млрд лет, главная фаза (температуры до 950 °C, давления от ~4 до ~12 кбар) – 1.85–1.80 млрд лет, надвиги и эксгумирования гранулитов – от 1.85 до 1.74 млрд лет. Ядро комплексного орогена образовано *монжочарнокитовым батолитом Камберленд* на Баффиновой Земле – 1.87–1.81 млрд лет. *Гранулитовый пояс Декстерити* (710–850 °C и 8.0–9.2 кбар) в северной части Баффиновой земли датирован ~1.82 млрд лет. *Домен Киссенью* в северной части орогена Транс-Гудзон (осадочный бассейн, заполненный турбидитами, 1.86–1.84 млрд лет), подвергся метаморфизму при 700–800 °C и 5–6 кбар 1.84–1.81 млрд лет назад.

Гранулитовые комплексы этого периода широко известны за пределами Лавроскандии, яркий пример – *Кондалитовый пояс* Северо-Китайского кратона: осадконакопление протолитов – 2.00–1.95 млрд лет, гранулитовый метаморфизм – 1.95 млрд лет.

**1.8–1.2 Ga (поздний палеопротерозой – мезопротерозой):** «пред-Гренвиллский» период. Основание разреза (1.81–1.71 млрд лет) образовано парагнейсами с примесью кварцитов, известково-силикатных пород и амфиболитов; вулканогенно-осадочная толща Центрального Метаосадочного пояса (около 1.2 млрд лет) также сложена мраморами, кварцитами и гнейсами при участии, известково-силикатных пород и амфиболитов. В северо-западном обрамлении провинции Гренвилл размещены анортозит-мангерит-чарнокит-гранитоидные (АМЧГ) массивы, датированные ~1.65, ~1.45 и 1.33–1.30 млрд лет. Анортозит-рапакивигранитные (АРГ) комплексы, датированные от 1.8 до 1.5 млрд лет, широко распространены в западной части Восточно-Европейского кратона. К концу мезопротерозоя интрузивные процессы фиксируются исключительно во внутренней области орогена. Гранитоиды и парагнейсы, датированные 1.81–1.71 млрд лет, подверглись гранулитовому метаморфизму ~1.67–1.66 млрд лет назад; гнейсы и сланцы, вмещающие АМЧГ массив Петит-Мекатина – 1.47–1.45 млрд лет назад; АМЧГ комплекс Матамек (1.38–1.37 млрд лет) подвергся гранулитовому метаморфизму между 1.37 и 1.35 млрд лет.

**1.2–0.9 млрд лет (мезопротерозой-неопротерозой) – третий суперплюм глобального ранга:** в центральной части обновленной Лавроскандии формируется Гренвилл-Свеконорвежский внутриконтинентальный ороген (ГСНО). Сульфидизированные графитовые гнейсы, мраморы, кварциты в основании разреза (1.2–1.1 млрд лет) подверглись гранулитовому метаморфизму при 680–760 °C и 4.1–5 кбар около 1.08 млрд лет назад. В пределах Гренвиллского сектора АМЧГ магмы интродировали 1.16–1.13, 1.09–1.05 и 0.99–0.96 млрд лет назад, в Свеконорвежском секторе – около 0.93–0.92 млрд лет назад. Интрузиям сопутствовал гранулитовый метаморфизм 1.16, 1.05 и 1.03 млрд лет назад. Метаморфизм второй стадии достигал уровня высокотемпературной эклогитовой фации (14–20 кбар, 800–900 °C), *PT*-параметры поздней стадии, связанной с началом тектонической эксгумации, – 10–17 кбар и 700–800 °C. Возраст метаморфизма в параавтохтоне варьирует от 1.05 до 0.95 млрд лет. Этот метаморфизм характеризовался умеренными давлениями, локально известны эклогитовые ассоциации, сформированные при давлениях более 12 кбар.

**Заключение.** Неоархейские и протерозойские гранулит-гнейсовые пояса и ареалы Земли являются компонентами внутриконтинентальных орогенов, сформированных в результате процессов мантийно-плюмовой природы. В докембрийской истории континентального корообразования наиболее мощные проявления гранулитового метаморфизма связаны с периодом существования и эволюции неоархей-протерозойского суперконтинента в интервале от ~ 2.75 до 0.85 млрд лет.

#### Литература

1. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусев А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 2, 400 с.
2. Brown M. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. In: Cawood P.A. and Kröner A. – eds. Earth Accretionary Systems in Space and Time. Geological Society, London Special Publication. Vol. 318. 2009. P. 37–74.
3. Mints M.V. Granulite-gneiss belts and areals of the East European craton. Geotectonics. 2014. Vol. 48, No. 6. P. 498–524.
4. Mints M.V. Granulite-gneiss belt: A special type of tectonic structure, the uniqueness of which is not limited to high-grade metamorphism (Chapter 16). In: Mints, M.V. et al. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. The Geological Society of America Special Paper. Vol. 510. 2015. P. 329–332, in press.

## МЕТАМОРФИЗМ В АРХЕЙСКО-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: [pystin@geo.komisc.ru](mailto:pystin@geo.komisc.ru)  
Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар

В разрезе уральского нижнего докембрия известны архейские (вплоть до 3.5 млрд лет) и палеопротерозойские образования. Все находки подобных пород связаны с полиметаморфическими комплексами, выступающими на дневную поверхность в относительно небольших тектонических блоках (площадью до первых тысяч кв. км).

По вещественным признакам и особенностям метаморфизма пород мы выделяем следующие разновидности полиметаморфических комплексов: гнейсо-гранулитовые, гнейсо-мigmatитовые, кристаллосланцевые, гранулит-метабазитовые, эклогито-гнейсовые и эклогито-сланцевые. К настоящему времени на Урале известно около трех десятков полиметаморфических комплексов. Но, все ли они относятся к архейско-палео-



протерозойскому разрезу, остается неясным, поскольку только для некоторой части этих образований достоверно установлен домезопротерозойский возраст проявления наиболее ранних метаморфических событий или столь же древний возраст протолитов метаморфических пород.

Наиболее достоверной представляется принадлежность к архейско-палеопротерозойскому разрезу пород, слагающих полиметаморфические комплексы, расположенные в пределах палеоконтинентальной области Урала (к западу от Главного Уральского разлома). Они компактно расположены в трех «узлах», приуроченных к главным поперечным поднятиям (по отношению к Уралу): Собскому – на Полярном Урале, Кожимскому – на границе Полярного и Приполярного Урала и Уфимскому – на Южном Урале. Эти комплексы можно интерпретировать как эксгумированные фрагменты гетерогенного кристаллического фундамента приуральской окраины Восточно-Европейского кратона. Правомерность такого предположения подтверждается, в частности, геофизическими данными, свидетельствующими о продолжении структур кристаллического основания под Уралом, по крайней мере, до Главного Уральского разлома [6].

Менее определенным является вопрос о масштабах распространения архейско-палеопротерозойских комплексов в палеоокеанической зоне Урала (к востоку от Главного Уральского разлома). Тем не менее, есть основание утверждать, что, по крайней мере, часть гнейсовых комплексов палеоокеанической зоны Урала, также как и его палеоконтинентальной области, сложена домезопротерозойскими образованиями. Одним из них является селянкинский комплекс Ильменских гор на Южном Урале. Палеопротерозойский возраст метаморфизма пород и их петро- и геохимические особенности дают основание считать селянкинский комплекс фрагментом кристаллического фундамента [3], возможно, изначально принадлежавшего восточной окраине Восточно-Европейского кратона.

В эволюции полиметаморфических комплексов Урала, особенно его палеоконтинентальной области, проявления метаморфизма гранулитовой и эклогитовой фаций относятся к доуральской предыстории и отражают определенные этапы эволюции кристаллического основания приуральской окраины Восточно-Европейского кратона.

Наиболее ранние (неоархейские) проявления метаморфизма гранулитовой фации выявлены на Южном Урале в тараташском гнейсо-гранулитовом комплексе ( $2792 \pm 86$  млн лет, циркон, U–Pb, SHRIMP-II [4]) и на Полярном Урале в малыкском гранулит-метабазитовом комплексе ( $2736 \pm 42$  млн лет, циркон, U–Pb, SHRIMP-II [2]). Отметим также, что на основании U–Pb (SHRIMP-II)-датирования цирконов, выделенных из гнейсов тараташского комплекса, установлен древнейший на Урале палеоархейский возраст пород –  $3504 \pm 210$  млн лет, совпадающий в пределах наблюдаемых погрешностей с Sm–Nd модельными датировками ( $3455 \pm 39$  и  $3490 \pm 37$  млн лет) валовых составов тех же самых образцов [8]. Эти цифры могут указывать на минимальный возраст протолитов гнейсов. Сопоставимые U–Pb (SHRIMP-II)-результаты были получены по цирконам из железистых кварцитов –  $3445 \pm 260$  млн лет [4].

Еще одно ультравысокотемпературное метаморфическое событие (палеопротерозойское) фиксируется в породах гнейсо-мигматитовых комплексов, широко представленных как в палеоконтинентальной, так и в палеоокеанической областях Урала. Возраст метаморфизма гранулитовой фации в этих комплексах соответствует интервалу 2.1–2 млрд лет [7]. В наиболее хорошо изученном в геохронологическом отношении александровском гнейсо-мигматитовом комплексе Южного Урала он определяется значением  $2081 \pm 14$  млн лет (циркон, U–Pb, SHRIMP-II [9]). Максимальный установленный возраст пород в александровском комплексе –  $2696 \pm 13$  млн лет. Датировка получена U–Pb SHRIMP-II-методом по единичному зерну циркона из метагабброидов [5]. Авторы указанной публикации оценивают приведенную выше датировку как возраст образования протолита.

Палеоархейские образования в это время (в палеопротерозое), претерпели повторный метаморфизм гранулитовой фации. Такие данные получены по тараташскому комплексу Южного Урала ( $2037 \pm 16$  млн лет, циркон, U–Pb, SHRIMP-II [6]).

Имеющиеся сведения о возрасте высокобарического метаморфизма пород на Урале не однозначны. Верхний возрастной уровень палеопротерозойского этапа эклогитового метаморфизма определяет U–Pb (SHRIMP-II) датировка циркона из амфиболитизированных эклогитов марункеуского комплекса Полярного Урала – 1.86 млрд лет [1]. Эта цифра, скорее всего, является заниженной и фиксирует время проявления последующего метаморфизма амфиболитовой фации.

Процессы метаморфизма амфиболитовой фации и сопутствующей гранитизации в гнейсо-гранулитовых, гнейсо-мигматитовых и других полиметаморфических комплексах Урала проявились в возрастном интервале 1.95–1.75 млрд лет назад [7].

Таким образом, в породах полиметаморфических комплексов Урала – возможных фрагментах кристаллического основания приуральской окраины Восточно-Европейского кратона установлено два этапа метаморфизма гранулитовой фации: ранний – неоархейский и поздний – палеопротерозойский. Высокобарические минеральные парагенезисы являются продуктами наиболее ранних эндогенных процессов преобразования пород в эклогитсодержащих комплексах, где высокобарический метаморфизм, скорее всего, комплементарен палеопротерозойскому гранулитовому метаморфизму.

## Литература

1. Андреев В.Л., Родионов Н.В., Ронкин Ю. Л. U-Pb и Sm-Nd датирование эклогитов Марункеуского блока Полярного Урала: новые данные // *Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии: Материалы Международного (X Всероссийского) петрографического совещания*. Т. 4. 2005. С. 17–19.
2. Душин В.А., Бурмако П.Л., Ронкин Ю.Л. и др. Состав и новые возрастные датировки метагабброидов малькского комплекса на Полярном Урале // *Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Материалы Международной научной конференции*. Екатеринбург, 2008. С. 27–29.
3. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Русин А.И. и др. Цирконология амфиболитов селянkinской толщи Ильменских гор (Южный Урал) // *Доклады РАН*. 2011. Т. 441, № 5. С. 661–665.
4. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Цирконология железистых кварцитов тараташского комплекса на Южном Урале // *Доклады РАН*. 2011. Т. 437, № 6. С. 80–807.
5. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Бушарина С.В. и др. Цирконология израндитов (Южный Урал) // *Доклады РАН*. 2011, Т. 439, № 3. С. 394–398.
6. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
7. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. 167 с.
8. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В. и др. «Древнейшие (3.5 млрд лет) цирконы Урала: U-Pb (SHRIMP-II) и  $T_{DM}$  ограничения // *Доклады РАН*. 2007. Т. 415, № 5. С. 651–657.
9. Pystin A., Pystina J. The early Precambrian history of rock metamorphism in the Urals segment of crust // *International Geology Review*. 2015. V. 57. Is. 1. P. 1–10. doi: 10.1080/00206814.2014.991767.

## ПЕРВИЧНАЯ КОРА ЗЕМЛИ, 4.28 МЛРД ЛЕТ НАЗАД, БЫЛА СУЩЕСТВЕННО ЖЕЛЕЗИСТОЙ И СОСТОЯЛА ИЗ КУММИНГТОНИТА

Розен О.М.

Геологический институт, Москва, e-mail oleg.rosen@yandex.ru

Древнейшее возрастное подразделение геохронологической шкалы, эон хадей (Hadean Eon), > 4.0 млрд лет назад, известно в немногих проявлениях. Это гранитогнейсы Акаста, Квебек, Канада, > 4 млрд лет, обломочные цирконы в Австралии, ≈ 4.4 млрд лет (источник не установлен), и складчатый пояс Ньюаджетек (Nuvvuagittuq), Квебек, Канада [3]. Пояс Ньюаджетек сложен вулканидами и метаседиментогенными породами, присутствуют фельзические гранат-биотит-кварц-полевошпатовые анатектиты. Большую часть площади занимает обширное поле сложной конфигурации, в котором преобладают полосчатые куммингтонитовые амфиболиты (группа антофиллита-куммингтонита), петрохимически (содержания  $SiO_2$ ) сопоставимые с рядом базальт – дацит, и состоящие из железистого амфибола – куммингтонита, плагиоклаза, биотита, кварца, иногда граната. Чередующиеся полосы-прослои обогащены или биотитом с гранатом, или куммингтонитом.. Модельный Sm-Nd возраст большей частью варьирует в интервале  $T(Nd)_{DM} = 4.2–4.4$  млрд лет и наилучшей аппроксимацией возраста принимается значение по изохроне  $^{146}Sm-^{142}Nd$ , составляющее  $4.28 \pm 0.6$  млрд лет при  $\epsilon^{142}Nd = +0.02 \pm 0.32$ . Период полураспада этой изотопной системы,  $T_{1/2} = 103$  млн лет, обеспечивает незначительный разброс ожидаемых значений возраста. Относительно высокое положительное значение  $\epsilon$  (эпсилон) согласуется с пониманием возраста и свидетельствует о незначительной, кратковременной изотопной эволюции амфиболита в составе коры. Внутренне согласованные значения по валовому свинцу куммингтонитовых амфиболитов  $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ , равные  $2.4 \pm 0.4$  млрд лет, отражают последующие нарушения системы. Среди этих амфиболитов, а также в соседних габброидах, линзовидные обособления, 0.5–1.0 м мощности, сложены *фельзическими породами* (кварц-полевошпатовыми, “кислыми”), которые выплавились из куммингтонитового амфиболита и внедрились, согласно датированию циркона,  $3817 \pm 16$  млн лет назад, хотя секущие контакты неизвестны. Степень метаморфизма, в пределах пояса, соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Окружают пояс тоналиты с возрастом 3.66 млрд лет [3].

**В химическом составе** высокое содержание оксида железа (10% мас) в амфиболитах согласуется с типовой формулой доминирующего минерала – куммингтонита:  $(2.1Mg \cdot 4.9Fe^{2+})_7[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$  или  $7(2.1MgO \cdot 4.9FeO) \cdot 8SiO_2 \cdot H_2O$  и не зависит от вариаций кремнезема в валовом составе породы. Отмечается, что распределение совместимых элементов, например, Ni, большей частью согласуется с моделью выплавки из перидотитовой мантии. В то же время понижено содержание Ca, а содержания K, Rb, LREE, напротив повышены [3]. Содержания Zr ≈ 60 мкг/г на порядок ниже повсеместных значений в обычных породах, свойственных архею, протерозою и фанерозою. Отношение элементов Th/Nb составляет 1.14–1.13, тогда как в

земной коре архея оно достигает 2, а в базальтах MORB – даже 19, и отражает самое начало процесса экстракции континентальной коры [2]. Ничтожное количество оксида CaO можно объяснить тем, что в предполагаемом источнике расплава – в архейской мантии – существовали исторически минимальные содержания:  $\text{CaO} < 1\%$  при  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 2\%$ . Обращает на себя внимание превышение оксида калия над натрием в 5–20 раз, что не свойственно магматическим породам. По-видимому, эти отложения следует рассматривать как вулканогенно-осадочные, т. е. седиментогенные. По сравнению с последующими бассейнами архея бассейн Ньюаджетек содержит наиболее примитивный с истории набор заполняющих отложений: если в данном древнейшем поясе всего 2 типа пород, в зеленокаменных поясах архея – их по крайней мере 7.

**В составе области размыва** можно предполагать мафические породы с агрессивной корой выветривания, откуда оксид  $\text{Na}_2\text{O}$  интенсивно уносился в морскую воду, а в области питания бассейна на континенте при выветривании резко увеличивалось отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 20$ , что в последующей истории уже практически никогда не повторялось.

**Закключение.** Со времени образования Земли (возраст солнечной системы  $4567.2 \pm 0.6$  млн лет [1]) и до образования пояса Ньюаджетек,  $4.28 \pm 0.6$  млрд лет прошло 287 млн лет и появление вулканогенного расплава поддерживает представления, касающиеся импактного разогрева планетного тела во время аккреции. Этот разогрев, по-видимому, привел как к обособлению силикатной мантии, так и неизбежно – к возникновению в ней первых конвективных ячеек. Динамическое воздействие воздымания этих ячеек и расползания пород их кровли в разные стороны, наряду с другими факторами, вызвало наблюдаемые деформации (сложенность) пояса. Первоначальная земная кора выплавлялась непосредственно из ультрамафитов, выходивших на поверхность и была мафической, а в геохимическом отношении – примитивной с геохимическим первоначально предельно низким Th/Nb отношением, отражающим эволюцию коры, которое в более поздней истории планеты уже не повторялось никогда. Эта земная кора состояла из высокожелезистых вулканитов и продуктов их размыва. Состав этой коры – только 2 типа пород – несравнимо беден по сравнению с зеленокаменными поясами архея, где распространены 7 типов пород. Это несомненно признак геологической эволюции: с хадея до архея, то есть за 1.7 млрд лет, количество разновидностей горных пород увеличилось в 3.5 раза.

**Высокие** и весьма высокие содержания железа в породах этой коры возможно свидетельствуют о том, что глобальная миграция железа вглубь и накопление в ядре тогда еще только что начались. Интенсивные химические изменения пород, вероятно вызванные взаимодействием с водой, указывают на ее высокую химическую активность (агрессивность). Наиболее простое объяснение сводится к тому, что обнаженные мафиты всей тогдашней суши содержали сульфидную (магматическую) серу, которая при соприкосновении с водой превращалась в сульфат-ион и далее – в серную кислоту первичного океана. Ограниченный объем статьи не позволяет провести сопоставление и обсуждение других многочисленных представлений, касающихся раннего геологического развития планеты.

#### Литература

1. Amelin, Y., Krot, A.N., Hutcheon, I.D., and Ulyanov, A.A. Lead isotopic ages of chondrules and calcium–aluminium-rich inclusions. *Science*. 2002. V. 297. P. 1678–1683.
2. Kerrich R. and Polat A. Th/Nb evolution of the Archean mantle. *Goldschmidt Conference Abstracts* 2007. A478.
3. O'Neil J., Carlson R. W., Francis D., Stevenson R.K. Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust. *Science*. 2008. V. 321. P. 1828–1831.

## ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА В ЭВОЛЮЦИИ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА ЮЖНОГО УРАЛА (МАГНИТОГОРСКАЯ И ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНЫ)

Салихов Д.Н.<sup>1</sup>, Холоднов В.В.<sup>2</sup>, Осипова Т.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии УНЦ РАН, г.Уфа, e-mail: magm@ufaras.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: holodnov@igg.uran.ru

Южно-Уральский аккреционно-коллизийный складчатый пояс сформировался вследствие сближения Восточно-Европейского континента (ВЕК), Магнитогорской островной дуги (МОД), Восточно-Уральского поднятия (ВУП) и Казахстанского палеоконтинента (КП). Сближение началось в позднем девоне, когда Магнитогорская островная дуга столкнулась с блоком Восточно-Уральского поднятия, что привело к формированию обломочной толщи, состоящей из трахитоидов и известняков, содержащей в связующем цементе фауну лютвинского горизонта фаменского века верхнего девона. Молассоидный их облик отражает беспокойную



тектоническую обстановку, вызванную коллизионным процессом в позднем фамене. Дальнейшая история вновь сформировавшегося крупного аккреционного ансамбля (супертеррейна) отвечает его столкновению с БЕК, которое произошло на границе раннего и позднего турне, что подтверждено излиянием базальтовых лав внутриплитного типа в першинское время. Столкновение вновь сформированного супертеррейна с БЕК привело к формированию самостоятельно развивающихся зон – Западно-Магнитогорской (ЗМЗ), Восточно-Магнитогорской (ВМЗ) и Восточно-Уральской (ВУ).

**На начальном этапе** формирования Южно-Уральского аккреционно-коллизионного складчатого пояса, после прекращения островодужного режима, начиная с конца фаменского века, проявился диорит-гранодиоритовый магматизм окраинно-континентального типа. И в ВУП, и в северо-восточном обрамлении МОД выделяется несколько массивов этого типа – Заматохинский, Петропавловский, Челябинский и др. Названные массивы сложены преимущественно гранитоидами повышенной основности – диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами с резко подчиненным количеством более кислых пород, внедряющимися в гомодромной последовательности. Практически одновременно с ними на севере ВМЗ сформировался Верхнеуральский массив монцонитов и граносиенитов островодужной серии, сопровождающийся медно-порфировым оруденением. По результатам изотопного датирования гранитоидных интрузий, отвечающих первому тектоно-магматическому этапу аккреционно-коллизионных событий, разными методами получены цифры с диапазоном вариаций – 362–354 млн лет [9, 2].

**Второй тектоно-магматический этап.** Западно-Магнитогорская зона является областью надвинутой части МОД на БЕК, где развиты обширные синклиналильные структуры – мульды, контролирующие размещение конформных залежей габбро-долеритов. Столкновение БЕК и новообразованного супертеррейна, а также формирование мульд и конформных базитов происходило одновременно. На территории ЗМЗ выделено четыре комплекса конформных тел: Утыкташский, Верхнеуральский, Басаевский и Файзуллинский. Они сложены габброидами, валовый состав которых сопоставим, но не одинаков и отвечает субщелочной базитовой серии. Конформные тела секутся дайками (Кизильский комплекс) диагонального и широтного простирания, которые выполняют сколовые трещины, возникшие в обстановке сжатия. Дайки сложены долеритами и риолит-порфирами, по вещественному составу сопоставимыми с нижнекаменноугольными вулканитами смежного с востока Магнитогорско-Богдановского грабена.

Наиболее объемно магматизм на этом этапе проявился в ВМЗ, где, благодаря косоориентированной коллизии супертеррейна и БЕК, возникло астеносферное окно, которое по шву столкновения распространилось до значительных глубин мантии и преобразовалось в дальнейшем в транспортную зону астеносферного диапира. Над этой шовной областью на рубеже раннего и позднего турне проявился мощный базальт-трахидаци-риолитовый вулканизм трещинного излияния.

В следующей к востоку зоне Восточно-Уральского поднятия этому этапу соответствуют формирование Неплюевского и гранитов центральной части Челябинского массивов. В составе Неплюевского массива участвует гомодромный ряд пород: диориты, кварцевые диориты, гранодиориты высоко- и умереннокалиевые граниты, лейкограниты.

Время формирования указанных выше магматических ассоциаций в ЗМЗ, ВМЗ и ВУП хорошо коррелируется, отвечая границе верхнего турне и вize, а конкретные изотопные даты отвечают значениям 345–340 млн лет, что характеризует диапазон второго тектоно-магматического этапа.

**Третий этап.** При дальнейшем развитии ЗМЗ, тектоническая обстановка стабилизировалась на фоне субплатформенного режима, а тектонические напряжения начались здесь 8–4 млн лет спустя. Интрузивы контролируются на этом этапе поясом разрывов диагонального простирания СВ 15°, которые рассекают Худолазовскую мульду. По химическому составу они отвечают высококальциевым толеитам и промежуточному типу между толеитами и известково-щелочными базитами, с незначительным по масштабам (худолазовский комплекс) сульфидно-медно-никелевым оруденением [6]. Формирование интрузивов габбро-гранитной Магнитогорской серии с внутриплитными и надсубдукционными геохимическими характеристиками в ВМЗ последовало вслед за завершением нижнекаменноугольного вулканизма в Магнитогорско-Богдановском грабене, знаменуя дальнейшую тектоно-магматическую активизацию региона. Общим в строении массивов этой серии является уменьшение количества гранитоидов с глубиной, объем габброидов при этом нарастает. С гранитоидами этой серии связано крупное скарново-магнетитовое оруденение (Магнитогорское и др. месторождения), а с габброидами – высокотитанистые титаномагнетитовые руды.

Таким образом, в верхневизейско-башкирскую эпоху в разных частях Магнитогорской зоны проявился магматизм разной формационной и металлогенической принадлежности. В ЗМЗ – это залежи габброидов пикродолеритовой серии (худолазовский комплекс), которые сформировались в субплатформенной геодинамической обстановке, контролируясь серпуховским (324–328 млн лет) тектогенезом. В ВМЗ тектоническая активизация (рифтогенез) проявилась в верхнем вize (335–330 млн лет), сопровождаясь гетерогенным габбро-гранитным (Магнитогорская серия) магматизмом субщелочной серии. Все они отвечают единому третьему тектоно-магматическому этапу активации.

**В четвертый этап** формируются дайки и малые интрузивы, которые развиты на территории ВМЗ и лишь частично отмечаются в восточном обрамлении ЗМЗ, где они представлены исключительно базитами. В ВМЗ дайки и малые интрузии образуют разноориентированную сеть и представлены габбро-долеритами, лампрофирами, лампроитоидами, кварцевыми монзонит-порфиридами и кварцевыми диорит-порфиридами, кварцевыми сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами, гранодиорит-порфиридами и умереннощелочными гранит-порфирами. Начало формирования даек (долериты) по времени соответствует 321 млн лет [5], затем внедряются дайки и малые интрузивы сиенит-порфиров, риолит-порфиров и гранит-порфиров: 317 млн лет, 315 млн лет, 311 млн лет [7, 1]. Дайки лампроитоидов калымбаевского комплекса ВМЗ датируются 304 млн лет. Шеинский комплекс ВУП имеет те же датировки – 304 млн лет [4]. Гранитоиды плутонов Ахуново-Уйского узла, который размещается в северо-восточной части ВМЗ, имеют также датировку 304 млн лет [10]. Вещественный состав Ахуново-Карагайского и Уйскоборского массивов обнаруживает заметные различия: одни из них принадлежат к гранитоидам корового типа (Ахуново-Карагайский), другие (Уйскоборский) имеют более значительную долю мантийной компоненты. Таким образом, рассматриваемый четвертый тектоно-магматический этап отвечает интервалу 321–304 млн лет.

**Пятый этап.** Дальнейшая история тектоно-магматического развития региона на Южном Урале происходила в перми и связана с позднеколлизийным режимом, определяющим формирование огромных объемов гранитных пород при участии теплового воздействия базитовой магмы. Начало этого этапа определяется внедрением монзонитоидов степнинского комплекса, объединяющего широкий гомодромный ряд пород от монцогаббро и монцодиоритов до субщелочных гранитов и лейкогранитов. Изотопное датирование соответствует 281–274 млн лет [8]. С началом этого этапа совпадает и внедрение габброидов и диоритов кужебаевского типа (281 – 283 млн лет) [3].

Наиболее крупной гранитной ассоциацией, проявленной в границах ВУП, является джабыкско-санарский комплекс, образованный биотитовыми и двуслюдяными гранитами и лейкогранитами. Начало формирования комплекса происходило в ВМЗ (Кацбахский массив), датированного возрастом 290 млн лет [9], а завершение – внедрением на территории ВУП многочисленных даек и небольших по объему тел лейкогранитов нормального (Джабыкский массив) и субщелочного (Кременкульский шток в юго-восточной части Челябинского массива) ряда. Позднеколлизийные массивы степнинского, джабыкско-санарского комплексов и малые тела лейкогранитов соответствуют пятому тектоно-магматическому этапу в диапазоне 290–270 млн лет.

**Шестой этап** объединяет лейкограниты ольховского комплекса в Джабыкском массиве, Митрофановский плутон Челябинского массива и другие мелкие интрузии в возрастном диапазоне 265–250 млн лет [8, 2].

*Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-00576.*

## Литература

1. Горюжанин В.М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 98–108.
2. Каллистов Г.А. Петрология гранитоидов Челябинского массива: Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2011. 23 с.
3. Осипова Т.А., Тевелев А.В., Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd и Rb-Sr возраст габброидных пород в Джабыкском батолите (Южный Урал) // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 5. С. 670–675.
4. Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма // ДАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 682–684.
5. Рахимов И.Р., Салихов Д.Н., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Холоднов В.В. Башкирский Sr-Nd-возраст завершающей стадии коллизийного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Доклады Академии наук. 2014. Т. 457. № 4. С. 445.
6. Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Эрнст Р., Седелунд У., Камо С., Рахимов И.Р., Холоднов В.В. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера. 2012. № 6. С. 66–72.
7. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Пучков В.Н., Холоднов В.В., Андреев В.Л., Баянова Т.Б. О возрасте щелочных гранитоидов Магнитогорской габбро-гранитной серии // Литосфера. № 5, 2013. С. 165–171.
8. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А., Правикова., Густова А.С. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лабор. геологии складчатых поясов (вып. 4). Под ред. проф. А.М.Никишина. М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. 300 с.
9. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Краснобаев А.А., Бородин Н.С., Пушкарёв Е.В. и др. Интрузивный магматизм разных стадий развития Среднего и Южного Урала: петрология, геохимия, изотопный возраст, геодинамическая интерпретация // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 98–124.
10. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С. Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. 2009. № 6. С. 124–142.

## **ПРОСТРАНСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ПРОЯВЛЕНИЙ ДАЙКОВОГО МАГМАТИЗМА И ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ**

**Сафонов Ю.Г.**

*ИГЕМ РАН, Москва, safonov@igem.ru*

Проблему соотношений дайкового магматизма и гидротермальной рудной минерализации в настоящее время нельзя отнести к числу приоритетных как в теоретической и в прикладной рудной геологии, так и в петрологических, петрохимических исследованиях, если сравнивать значительный период времени – середины прошлого века, вплоть до 70-х–80-х годов, и последние десятилетия [1, 2, 3, 4]. Разработка проблемы охватывала широкий круг вопросов генетических и парагенетических связей золоторудных месторождений с проявлениями малых интрузий и даек, соотношений последних с плутоническим магматизмом и геотектоническими обстановками. Снижение интереса к проблеме можно объяснить распространением представлений об орогенном классе золоторудных месторождений, а в российской золоторудной геологии также с совокупностью других известных обстоятельств. Исследования последнего времени, накопленная информация как в России, так и за рубежом, показывают актуальность изучения соотношений дайкового магматизма и проявлений золоторудной минерализации не только в рамках сложившихся направлений, но и в новых, отвечающих системному анализу геодинамической истории золотоносных террейнов и развития в их пределах рудогенерирующих-рудообразующих флюидно-магматических и флюидных систем. Несмотря на значительный период времени разработки представлений о таких системах, дайковый магматизм в них учитывается, главным образом в тех случаях, когда дайки являются рудовмещающими для жильной и/или метасоматической минерализации, характеризуя лишь собственно рудообразующие системы. Индикаторное значение даек для распознавания глубинных рудогенерирующих систем, определяющих зарождение золотоносных рудообразующих систем (подсистем), учитывается крайне редко. Но, именно рудогенерирующими системами или, точнее, глубинными флюидно-магматическими системами, обуславливается металлогеническая-геохимическая специализация, термо-динамические и иные условия развития рудообразующих систем и их продуктивность. В то же время, дайки основного состава отражают процессы мантийно-корового взаимодействия, влияющего на металлогенический потенциал разномасштабных золотоносных таксонов, характеризующихся также разнометальной (Au,Cu,Pb-Zn,Sb,Hg и др.) специализацией. Задача разработки не виртуальных моделей рудогенерирующих систем, а пространственно привязанных к определенным объектам, участкам, блокам земной коры, базирующихся на приближенной реконструкции геологического состояния последних во время образования систем и их развития, представляется крайне актуальной. Целевое исследование закономерностей развития основного-ультраосновного дайкового магматизма в золотоносных террейнах представляется важным для понимания геодинамического режима их развития. Основное внимание нами уделяется условиям образования золото-(сульфидно)-кварцевых месторождений зеленокаменных докембрийских поясов и разновозрастных орогенов. Применительно к месторождениям этих типов, а также к уран-золотоносным рифам бассейна Витватерсранд, обосновываются парагенетические связи золоторудной минерализации и проявлений основного-ультраосновного магматизма Н.А. Шилов [4, 5] и А.А. Маракушевым с соавторами [6]. А.А. Маракушев не рассматривал соотношения золоторудной минерализации и даек, но в целой серии своих работ обосновывал ее генетические связи с завершающимися процессами флюидной сульфуризации железистых магматических дифференциатов в глубинном магматическом очаге. Конечным продуктом этих процессов являлись щелочно-металльные кварцевые расплавы. Проявлением взрывных механизмов проникновения этих расплавов в бассейн Витватерсранда объясняется формирование его рудоносных рифов. С внедрением кварцевых расплавов увязывается и образование золото-кварцевых малосульфидных жил. Примером служит месторождение Мурунтау. Н.А. Шилов в своих последних работах [4, 5], обосновывает идею прямой связи образования лампрофировых даек и расплавов кремнезема с дифференциацией-расщеплением лампроитовой магмы. Более раннее акцентированное внимание к проблеме «золото-лампрофиры» отражают публикации зарубежных исследователей [7]. Отметим, что среди авторов – Д. Гровс, выделивший позже «орогенные» месторождения. Было показано, что вероятными парагенетическими связями с известково-щелочными (шошонитовыми) лампрофирами характеризуются, прежде всего, многие золоторудные месторождения зеленокаменных поясов Восточной Австралии и пояса Абитибии (Канада). Меньшее число примеров указано по золоторудным месторождениям различных фанерозойских металлогенических эпох, вплоть до кайнозойской (месторождение Поргера и др.). Целый ряд из этих примеров относится к месторождениям на территории СССР [7]. Следует отметить, что как материнская магма рассматривается верхнемантийная в виде подкоровых плюмов, воспринимаемых как локальные очаговые зоны. Последующие работы австралийских и канадских ученых существенно расширили понимание закономерных связей проявлений лампрофирового дайкового магматизма и золоторудной минерализации.

лизации. Наиболее информативными представляются работы по крупнейшему золоторудному месторождению Австралии – Калгурли, характеризующемуся тремя структурно-морфологическими и минеральными стилями золоторудной минерализации [8, 9]. При детальном изучении возраста проявлений магматизма, начиная с рудовмещающих долеритов Голден Майл (2680 млн лет), установлено, что прерудные калишпат-кварцевые дайки и дайки, содержащие роговую обманку, альбит, имеют возраст 2670 и 2650 млн лет, соответственно, тогда как лампрофиры имеют тот же возраст, что и рудные образования основного стиля золоторудной минерализации (Фемистон) – 2645–2640 млн лет, при том же начальном возрасте стиля Шарлота, эпизодически проявлявшемся в течение последующих 40 млн лет (до 2600 млн лет) [8]. «Синминерализационный» статус дайки лампрофиров зафиксирован в геологической документации рудного тела Ороя и подтвержден аналитическими данными (2642 млн лет) [9].

В целом, в золотоносных зеленокаменных поясах докембрия представлены, в основном, дорудные и послерудные дайки лампрофиров, долеритов. Автор доклада изучал послерудные дайки долеритов в золоторудном поле Колар, расположенном в восточном блоке кратона Дарвар. Здесь дайки пересекают и послерудные тела пегматитов [10]. Имеющаяся ограниченная информация по протерозойским золотоносным структурам не позволяет пока делать какие-либо обобщенные оценки по соотношениям представленных в них золоторудных месторождений и дайкового магматизма. Наблюдения, выполненные автором в северо-западной части Гаянского щита, показывают, что в зеленокаменных породах известного района Эль-Калья (Венесуэла) раннепротерозойские бонанцовые золото-кварцевые жильные руды пространственно ассоциируются с дайками основного состава. Дайки разного состава представлены и в среднепротерозойских гранитоидах рудного узла Олимпик-Дэм с его уникальными комплексными рудами (Cu, U, Au, Ag, REE). Верхнепротерозойские складчатые комплексы Енисейского кряжа, Байкало-Патомского нагорья и прилегающего Северного Забайкалья характеризуются, в общем, редкими проявлениями дайкового магматизма, возраст которого остается, в большинстве случаев, недостаточно определенным. Большая информация накоплена по совместному размещению золоторудных месторождений и даек различного состава в палеозойских и мезозойских складчатых поясах. Исследованию таких ассоциаций посвящены многочисленные работы советского периода. Среди них выделяются работы по месторождению Мурунтау, в разработке моделей рудообразующих-рудогенерирующих систем которого учитываются и парагенетические связи золоторудной (+W,Pd) минерализации с магматизмом, включая дайковые формы его проявления [11]. Детально изучены соотношения плутонического и дайкового магматизма с золоторудными месторождениями различных типов в районах Северного Казахстана, Кураминского и других районов. Здесь, как и в Уральском орогене, юга Сибири, Забайкалья, выявлены многочисленные площади, где локализованы золоторудные месторождения и дорудные, послерудные, редко – внутрирудные дайки кислого, среднего и основного составов. Полевые исследования, аналитические данные позволяют во многих случаях сделать выводы о парагенетической природе такой локализации, но диапазон геодинамических обстановок, условий проявления такого парагенезиса значителен. В золотоносных провинциях мезозоя и кайнозоя этот диапазон еще более значителен. Это обусловлено проявлениями режима тектоно-магматической активизации, контрастным выражением плюмовой тектоники. Примеры таких золотоносных областей как Верхояно-Колымская и Селенгино-Становая [12, 13], с проявлением многофазного магматизма, включая дайки лампрофиров, и связанного с ним рудообразования, в частности на месторождении Березитовое [13], отражают ярусное строение рудогенерирующих систем, их циклическое развитие в течение первых десятков миллионов лет. Примечательны факты приуроченности золото-кварцевой минерализации к зонам выклинивания даек по восстанию. Анализ обширной информации по парагенетическим связям золоторудной минерализации и даек основного-ультраосновного состава показывает, что реальные масштабы проявления таких связей остаются недооцененными в связи с разнообразием пород основного состава [14] и подверженностью их гидротермальным изменениям, вплоть до полной переработки.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00084 и Программы ОНЗ-2 РАН.*

## Литература

1. Абдулаев Х.М. Дайки и оруденение. М.: Госнаучтехиздат, 1957. 232 с.
2. Вольфсон Ф.И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М.: Наука, 1969. 324 с.
3. Фаворская М.А. Основные проблемы связи оруденения и магматизма. М.: Наука, 1987. 128 с.
4. Шило Н.А. Новый взгляд на роль даек в формировании рудных систем // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 11–25
5. Шило Н.А., Дринков А.В. К проблеме физики рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 5. № 4. С. 362–379.
6. Маракушев А.А., Панях Н.А., Маракушев С.А. Сульфидное рудообразование и его углеводородная специализация. М.: ГЕОС, 2014. 183 с.
7. Rock N.M.S., Groves D.I., Perring C.S. and Golding S.D. Gold Lamprophyres and Porphyres: What does their association Mean? // Economic Geology Monograph. The Geology of gold the perspective in 1988. 1989. P. 479–490.



8. Vielreicher N.M., Groves D.I., Snee L.W., Fletcher I.R. and Mc Naughton N. J. Broad Synchronicity of Three Gold Mineralization styles in the Kalgoorlie Gold Field: SHRIMP, U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronological Evidence // *Economic Geology*, 2010. V.105. P. 187–227.
9. Naughton N. J., Mueller A.G. and Groves D.I. The Age of the Giant Golden Mile Deposit, Kalgoorlie, Western Australia: Ion-Microprobe Zircon and Monazite U-Pb Geochronology of a Sinmineralization Lamprophyre Dike // *Economic Geology*, 2005. V. 100. P. 1427–1440.
10. Золоторудное поле Колар (Индия). М.: Наука, 1988. 232 с.
11. Золоторудное месторождение Мурунтау. Ташкент: ФАН, 1998. 539 с.
12. Волков А.В., Егоров В.Н., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Горячев Н.А., Бирюков А.В. Месторождения золота в дайках // *Геология рудных месторождений*, 2008. Т. 5. №4. С. 362–379.
13. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Рогулин Л.И., Пономарчук А.В. Корреляция процессов рудообразования на золото-полиметаллическом месторождении Березитовое западной части Селенгино-Станового супертеррейна и региональных тектоно-магматических событий // *Геология и геофизика*, 2014. Т. 55. № 3. С. 432–448.
14. Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. Т. 3. 487 с.

## МЕЗОАРХЕЙСКИЕ КОМАТИИТ-БАЗАЛЬТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ: ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ИХ РОЛЬ В АРХИТЕКТУРЕ РАННЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Светов С.А.

*Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, ssvetov@krc.karelia.ru*

Проблема реконструкции условий формирования древней океанической и континентальной литосферы уже многие годы является одной из ключевых задач современной геологии докембрия. Исследования показывают, что геодинамические модели развития мезо-неоархейских комплексов имеют много общего с фанерозойскими системами, описываемыми в рамках взаимодействия тектоники литосферных плит и плюмов [8, 11, 13, 14, 18], однако при этом есть и ряд существенных различий, определяемых, в значительной мере, эволюцией термального режима планеты [4, 9, 10].

Среди архейских мафитовых магматических комплексов существует ряд уникальных серий, не характерных для фанерозоя. Примером подобных могут являться коматииты, изливающиеся при высоких температурах ( $>1600^\circ\text{C}$ ) лавы, имеющие низкую вязкость и высокую магнезиальность ( $\text{MgO} > 18 \text{ мас. \%}$ ) [7, 12]. Ассоциации средне-кислого ряда, такие как адакитовая (А), BADR, ADR, толеитовая, байяитовая (В), напротив, являются устойчивыми комплексами конвергентных систем фанерозоя [11, 13, 14].

В рамках разработки эволюционных моделей становления ранней коры Карельского кратона важным элементом является изучение взаимодействия плюмовых и субдукционных процессов на инициальных стадиях корообразования, причем наиболее благоприятной территорией для этого может выступать область обрамления Водлозерского блока, где на локальной территории проявлены все магматические события мезо-неоархей [1, 2, 16, 18].

Анализ магматических систем, сформированных на этапе заложения конвергентных обстановок, в данном регионе детально изучен и охарактеризован [1, 2, 18], однако в последние годы накопился большой объем новых данных по мафитовому вулканизму, который требует обсуждения.

В пределах Карельского кратона древнейшие мезоархейские мафитовые серии (коматиит-базальтового ряда) реликтно сохранились в ряде локальных доменов в областях западного (Койкарском, Хаутаваарском, Совдозерском, Паласельгинском и других доменах) и северо-западного обрамления Водлозерского палеоархейского блока [2]. На западном фланге блока представлены ассоциации с реконструированными мощностями коматиитовых комплексов не превышающими 600–700 м, при общей мощности коматиит-базальтовых разрезов 1.8–2.5 км [5]. Мафитовый комплекс сформирован стратифицированными толщами выполненными подушечными, массивными, дифференцированными, вариолитовыми лавами с прослоями туфового, осадочного материала и интрузивными телами дунитов-перидотитов и высокомагнезиальных габбро [2].

Важно отметить, что мощность современного разреза является результатом коллажа отдельных (повторяющихся) пластин базальтов, что позволяет предполагать, что первичные разрезы коматиит-базальтовых серий, не превышали 1.5–1.8 км. Коллажированные разрезы Хаутаваарского, Совдозерского доменов формировались в ходе наложения отдельных мафитовых пластин друг на друга, что трассируется зонами тектонических меланжей, представленных вулканогенными мафитовыми граувакками, источником материала для которых служили продукты разрушения коматиитовых лав, пирокластитов и внутриформационные осадочные породы [3, 5], и в ходе, предположительно, обдукционных процессов, комплексы перемещались на континентальное

основание. Данный процесс запечатлен в меланжах, выполненных вулканомиктовыми мафитовыми граувакками (содержащими класты плагиоклаза и кварца, мономиктовыми (валуны базальтов) и олигомиктовыми (галыки базальтов и дацитов) конгломератами с мафитовым граувакковым матриксом в основании разрезов мафитовых пластин. Данные микститы образовались за счет смешения материала океанических базальтов, островодужных андезитов и гранитоидов фундамента. Наиболее значительно тектоническое перемещение мафитовых толщ выявлено в Хаутаваарской структуре, вызвавшее нарушение порядка следования фрагментов базальтового разреза, что привело к завышению мощности «хаутаваарской серии» в реконструированном разрезе на 600 м.

Время формирования мафитовых комплексов западного обрамления Водлозерского блока дискретно – **3.020–2.960** млрд лет в Паласельгинском домене (SHRIM-II цирконов из габброидов[1]), **3.0?–2.920** млрд лет в Койкарском домене (SHRIM-II цирконов из секущих коматииты даек дацитов), **(2.920–2.905** млрд лет в Хаутаваарском домене (SHRIM-II для детритовых цирконов в прослоях граувакк между лавовыми потоками коматиитов), что позволяет говорить о многостадийной модели формирования мафитовых серий.

Геохимическая типизация мафитов в характеризуемых доменах позволяет выделить следующие серии: – коматиитовую (**AUDK-UC**):  $\text{SiO}_2 < 43$  мас.%,  $\text{MgO} > 18$  мас.%,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$  (0.35–1),  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 22$  (14–25),  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  0.4–1.1;  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$  0.89–1.04, Al-недеплетированного неконтаминированного типа; – коматиитовую (**AUDK-C**):  $43 < \text{SiO}_2 < 50$  мас.%,  $\text{MgO} > 18$  мас.%,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$  (0.36–1.2),  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 22$  (19–26),  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  1.1–4.2;  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$  0.8–1.3 Al-недеплетированного контаминированного типа; – коматиитовых базальтов (**KB**):  $44 < \text{SiO}_2 < 52$  мас.%,  $6 < \text{MgO}$  мас.%,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$  (0.5 – 0.7),  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 20$  (17–25),  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  0.3–0.7;  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$  0.7–1.0; – толеитовых базальтов (**MORB**):  $46 < \text{SiO}_2 < 50$  мас.%,  $6 < \text{MgO} < 10$  мас.%,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$  (0.5–0.8),  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 40$  (30–50),  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  0.1–0.4;  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$  0.7–3.0; – островодужных толеитовых базальтов-андезибазальтов (**IAT**):  $46 < \text{SiO}_2 < 57$  мас.%,  $2 < \text{MgO} < 10$  мас.%,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$  (0.5–0.7),  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 25$  (18–35),  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  0.1–0.2;  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$  2.1–4.0,  $\text{La} > 15\text{ppm}$ ,  $\text{Ce} > 30\text{ ppm}$ ,  $\text{Rb}$  20–80,  $\text{Ba}$  30–200 (спектры спайдерграмм обогащены LREE, имеют Ti и Nb-Ta минимумы).

Комплиментарно к вулканитам широко проявлены следующие интрузивные типы пород:

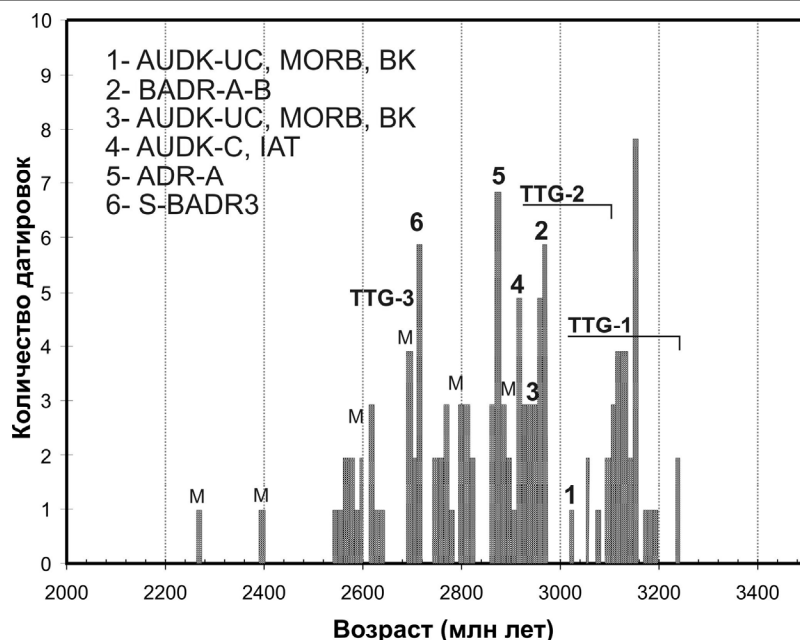
– дунит –перидотитовый комплекс (геохимически подобный коматиитам **AUDK-UC**); – высоко-Mg габброидный комплекс (геохимически подобный **KB**); – габброидный комплекс (геохимически подобный **IAT**).

В современных коллажированных разрезах все выделяемые геохимические типы мафитов совмещены в пространстве и ранее относились к коматиит-базальтовой серии, однако детальное прецизионное (ICP-MS) химическое изучение пород позволяет выделить ряд контрастных серии, синхронное формирование которых, могло отражать эволюцию отдельных задуговых бассейнов, а сама ассоциация «вулканиты + внутриформационные осадочные последовательности» подобна офиолитовым комплексам супрасубдукционных зон-задуговых бассейнов (SSZ-BAB).

Следует подчеркнуть, что связанные с мафитовыми комплексами осадочные породы по литогеохимической характеристике близки осадочным последовательностям фанерозойских офиолитовых комплексов [15, 17], и представлены туфами и туффитами мафитов, силицитами, алевролитами (обогащенными глинистым и органическим веществом, кремнеземом, железом, серой, связанным с эксгальационно-гидротермальными выносами). Анализ состава осадочных пород приуроченных к выделяемым геохимическим типам мафитов подтверждает существование различных обстановок седиментации: –глубоководного пороодоотложения при формировании AUDK-UC, MORB, KB – серий в Хаутаваарском, Койкарском, Паласельгинском доменах; мелководной обстановки с расчлененным рельефом, характеризующие условия отложения мафитов IAT –типа (Хаутаваарский, Койкарский, Паласельгинский и Совдозерский домены).

Если геохимическая очередность формирования мафитов в области западного обрамления Водлозерского блока развивалась по схеме: протоокеанический этап – AUDK-UC + KB +MORB, конвергентный этап – AUDK-C, закрытие задугового бассейна – IAT (включая интрузивные комагматические комплексы для каждого этапа), то внутри формационные осадочные последовательности могут характеризовать более дробные стадии акреционно-коллизийного процесса. В этом случае вулканогенные мафитовые граувакки маркируют обстановку центральной части океанического бассейна; вулканомиктовые мафитовые граувакки образовывались на фронте разрушающихся и обдугировавших на островную и континентальную вулканические дуги мафических аллохтонов, поднятых выше эрозийного уровня, что отражает закрытие бассейна; лититовые и полевошпатовые граувакки представляют шельфовые отложения – турбидиты, характерные для прибрежно-морской части в области континентального склона с интенсивным разрушением островной дуги, мафитового плато и гранитоидного фундамента; кварц-полевошпатовые граувакки отмечают закрытие бассейна, стадию пересыхающих лагун и заливов разной глубинности, разрушение континентальной вулканической дуги.

Логическая схема эволюции конвергентной системы западного фланга Водлозерского блока, описанная выше, нуждается во временной характеристике. Цирконометрия (SHRIM-II) ключевых объектов (вулканиты, осадки, интрузивы (основного и средне-кислого состава)) позволяет определить основные стадии становления ранней коры изучаемого региона.



Распределение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов цирконов (SHRIMP-II) из TTG-серий, средне-кислых вулканитов и терригенных осадочных пород в области западного обрамления Водозерского блока (с учетом [1]).

Цифрами показаны временные области развития магматических систем,

М – метаморфические процессы маркируемые популяциями цирконов метаморфического генезиса.

Заложение конвергентной системы на западном обрамлении палеоархейского блока проходило в интервале 3.02–2.94 млрд лет, коллизионные процессы с обдукцией океанических пластин в интервале – 2.94–2.90 млрд лет, далее развивался вулканический пояс в период 2.88–2.84 млрд лет, завершались коллизионные процессы формированием санукиоидов (S), средне-кислых вулканитов и гранитоидов. Интервал 2.64–2.61 млрд лет – маркируется заложением несогласных pull-apart бассейнов в изучаемой области. Таким образом, вещественно-структурный комплекс западного обрамления Водозерского блока формировался в течении нескольких циклов, на протяжении 0.40–0.45 млрд лет.

Резюмируя, следует отметить, что коматииты, играли значительную роль в раннеархейском корообразовании, прежде всего, непосредственно в ходе аккреционно-коллизионных процессов, формируя крупные аллохтонные пластины на континентальном основании, увеличивая, за счет этого мощность континентальной литосферы. Мафитовые серии MORB и KB типов, формирующие океаническую кору, в ходе субдукционных процессов, стали материалом из которого при плавлении формировались адакитовые и баяитовые ассоциации, и, при смешении с веществом мантийного клина – BADR и TTG-комплексы. Полученные выводы еще раз подтверждают тот факт, что именно архейские мафиты контролировали эволюцию древних континентов [12] и от условий их магмогенерации зависела архитектура ранней континентальной коры.

## Литература

1. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В., Кучеровский Г.А., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте архейских пород Водозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Доклады РАН. 2012. Т. 442. № 1. С. 67–73.
2. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
3. Светов С.А., Светова А.И. РЗЭ систематика верхнеархейских осадочных парагенезов Центральной Карелии // Доклады РАН. Т.394. № 3. 2004. С. 393–398.
4. Светов С.А., Смолькин В.Ф. Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита // Геохимия. 8. Т. 41. 2003. С. 879–892.
5. Светова А.И. Архейский вулканизм Водозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск. КНЦ РАН. 1988. 148 с.
6. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 560 с.
7. Arndt, N.T., Leshner, C.M., Barnes, S.-J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press. 2008. 467 p.
8. Furnes H., Dilek Y., M. de Wit Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types // Gondwana Research. V. 27. 2015. P.649–685.

9. Grove T. L., Parman S. W., Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004. V.219. P. 173–187.
10. Isley A. E.; Abbott D.H., Implications of the Temporal Distribution of High-Mg Magmas for Mantle Plume Volcanism through Time // *The Journal of Geology*. 2002. V.110. P.141–158
11. Kerrich R., Polat A., Archean greenstone-tonalite duality: Thermochemical mantle convection models or plate tectonics in the early Earth global dynamics? // *Tectonophysics*. 2006. v. 415. P. 141–165,
12. Mole. D. R., Fiorentini M. L., Thebaud N., Cassidy K. F., McCuaig T. C., Kirkland C. L., Romano S. S., Doublier M. P., Belousova E. A, Barnes S. J., Miller J., Archean komatiite volcanism controlled by the evolution of early continents // *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 2014. P. 2–7.
13. Polat A., Kerrich R. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-Archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. P. 36–52.
14. Polat, A., Kerrich, R., Reading the geochemical fingerprints of archean hot subduction volcanic rocks: evidence for accretion and crustal recycling in a mobile tectonic regime. In: Benn, K., Mareschal, J.-C., Condie, K.C. (Eds.), *Archean Geodynamics and Environments*. AGU Geophys. P. 189–213.
15. *Precambrian Ophiolites and Related Rocks*, Volume 13 (Developments in Precambrian Geology) 2004 (Ed.by T.M. Kusky) Elsevier Science. 772 p.
16. Puchtel I., Hofmann A., Amelin Y., Garbe-Schönberg C.D., Samsonov A., Shchipansky A., Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 ga sumozero-kenozero greenstone belt, se baltic shield: isotope and trace element constraints// *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63, N. 21. P. 3579–3595.
17. Robertson A. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites In the Eastern Mediterranean Tethyan region // *Lithos*. 65. 2002. P. 1–67
18. Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V., Petrova A. Y., Shchipansky A.A., The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: Implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield/ // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 83–106.

## ПЕТРОГЕНЕЗИС ГАББРО-ДИОРИТ-ТОНАЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

Смирнов В.Н.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, smirnov@igg.uran.ru*

Плутонические комплексы, состоящие из амфиболовых габбро, диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов с незначительным количеством плагиогранитов, являются одной из наиболее характерных для Урала ассоциаций магматических горных пород. Они присутствуют практически во всех вулканогенных зонах (террейнах) Уральского подвижного пояса, формируясь на ранних стадиях их развития. Образование этих комплексов традиционно трактуется уральскими геологами как результат кристаллизационной дифференциации расплавов базальтового состава, однако изложенные ниже данные, полученные при изучении изотопного состава пород рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса (Восточная зона Среднего Урала), свидетельствуют о необходимости пересмотра имевшихся представлений.

Рефтинский плутонический комплекс слагает преобладающую часть одноимённого габбро-гранитоидного массива (рис. 1), являющегося одним из наиболее крупных на Урале ареалов магматизма этого типа. Массив состоит из нескольких тектонических блоков. Наиболее крупный западный блок (60×15 км), занимающий более половины площади массива, сложен средне- и крупнозернистыми тоналитами с небольшим количеством кварцевых диоритов. Амфиболовые габбро и диориты слагают два значительно меньших по размеру блока (2×15 и 8×25 км) в восточной части массива, отделённых от сложенного гранитоидами западного блока полосой пород офиолитовой ассоциации (см. рис. 1). Габброиды секутся многочисленными мелкими телами, дайками и жилами плагиоклазовых гранитоидов, варьирующих по составу от кварцевых диоритов до плагиогранитов. Все петрографические разновидности комплекса характеризуются общими особенностями состава, определяющей чертой которого является известково-натриевый тип химизма. Возраст пород разной основности близок и ограничивается, по данным изотопного датирования, достаточно узким интервалом 435–430 млн лет [1]. Пространственная совмещённость, наличие общих особенностей химического состава и одновозрастность пород комплекса долгое время объяснялись результатом дифференциации единой исходной магмы в промежуточном очаге и последовательном внедрении возникавших при этом расплавов в верхние горизонты коры.

Нами проведено изучение изотопного состава Sr, Nd и Hf в различных по содержанию кремнезёма и структурному положению разновидностях рефтинского комплекса. Полученные данные показывают, что при близком изотопном составе Sr разные типы пород очень существенно отличаются по соотношению изотопов Nd и Hf. На корреляционной диаграмме  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (рис. 2) породы рефтинского комплекса распа-



даются на две группы, образующие отчётливо обособляющиеся поля. Первая группа (поле I на рис. 2) включает габбро и диориты, развитые в восточной части массива, а также гранитоиды многочисленных прорывающих их жильных тел. Породы этой группы характеризуются значительными вариациями величины первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70348–0.70634) при близких значениях первичного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , составляющих 0.51252–0.51257 ( $\epsilon\text{Nd} = 8.54\text{--}9.52$ ). Nd модельный возраст (TDM) этих пород близок времени их образования (практически они совпадают в пределах точности определения). Ко второй группе (поле II на рис. 2) относятся кварцевые диориты и тоналиты, слагающие крупное тело в западной части массива. По величине первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70401–0.70567) они не отличаются от пород I группы, но имеют значительно более низкие значения отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , величина которых варьирует от 0.51227 до 0.51239 ( $\epsilon\text{Nd} = 3.61\text{--}6.01$ ). TDM гранитоидов II группы, вычисленная по этим данным, меняется от 765 до 1348 млн лет, что на 300–900 млн лет превышает время кристаллизации пород.

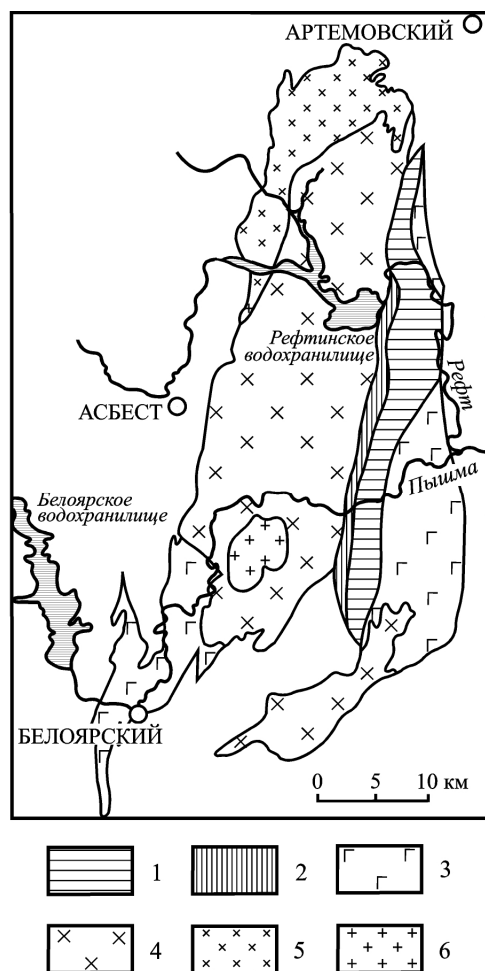


Рис. 1. Схема геологического строения Рефтинского габбро-гранитоидного массива

1 – габброиды офиолитовой ассоциации, 2 – комплекс параллельных долеритовых даек, 3 – роговообманковые габбро и диориты рефтинского комплекса, 4 – кварцевые диориты и тоналиты рефтинского комплекса, 5 – трондьемиты позднесилурийского возраста, 6 – породы габбро-гранитоидной ассоциации средне-позднедевонского возраста.

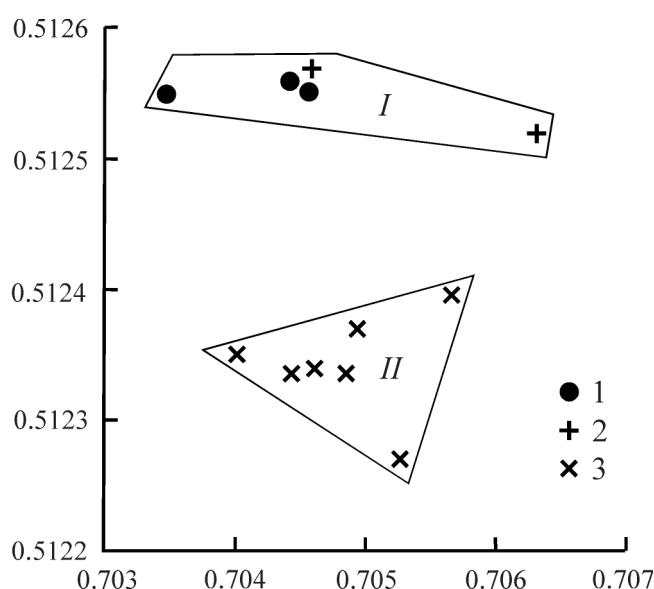


Рис. 2. Диаграмма  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  -  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

1 – габбро и диориты; 2 – плагииграниты жильных тел, секущих габброиды; 3 – кварцевые диориты и тоналиты из крупного тела в западной части массива

Не менее отчётливо различия этих двух групп пород выявляются при анализе изотопного состава Hf в цирконах. По величине отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_0$  цирконы из разных по составу пород восточной части массива (I группа) близки между собой: в цирконах из габбро оно составляет 0.282961–0.282980 ( $\epsilon\text{Hf}_0 = 15.9\text{--}16.6$ ), в цирконах плагиигранита из секущей габброиды жилы – 0.283008–0.283023 ( $\epsilon\text{Hf}_0 = 17.0\text{--}17.9$ ). Цирконы кварцевых диоритов и тоналитов из крупного тела в западной части массива (II группа) отличаются пониженными значениями этого отношения, варьирующего в пределах 0.282826–0.282870 ( $\epsilon\text{Hf}_0 = 11.1\text{--}12.7$ ).

Выявленные различия в изотопном составе между породами I группы (габбро, диоритами и секущими их жилами плагиоклазовых гранитоидов), слагающими восточную часть Рефтинского массива, и тоналитами II группы, образующими крупное тело в его западной части, свидетельствуют о разных источниках исходных для них магм. Высокие значения величины отношений  $\epsilon\text{Nd}$  (8.54–9.52) и  $\epsilon\text{Hf}$  (15.9–17.9) в породах I группы указывают на то, что субстратом магматических расплавов являлось вещество деплетированной мантии. Вывод о мантийном источнике магм подтверждается и близостью величины Nd модельного возраста (т. е. времени отделения вещества этих пород от мантии) и времени их кристаллизации из расплава.

Кварцевые диориты и тоналиты II группы характеризуются пониженными значениями  $\epsilon\text{Nd}$  (3.61–6.01) и  $\epsilon\text{Hf}$  (11.1–12.7). Величина TDM (765–1348 млн лет), значительно превышающая время образования гранитоидов из расплава, показывает, что источником исходных для них расплавов служили породы коры с возрастом не моложе неопротерозойского. Дополнительным подтверждением этого является находка в тоналитах реститовых зёрен цирконов с возрастом до 780 млн лет. Широкие вариации TDM, свойственные породам этой группы, объясняются, скорее всего, изотопной неоднородностью источника, что характерно для гранитоидов S-типа [2]. В процесс магмообразования, по-видимому, вовлекались разные горизонты коры, существенно отличающиеся как по составу, так и времени формирования. В том числе, наряду с неопротерозойскими породами в область магмогенерации, возможно, попадало и вещество новообразованной палеозойской коры.

Результаты проведённых исследований показывают, что образование габбро-диорит-тоналитовых комплексов является сложным процессом, обусловленным близкими по времени (практически одновозрастными) процессами магмообразования в коре и мантии. Изотопный состав габбро и диоритов свидетельствует о том, что источником исходных для них расплавов служила деплетированная мантия. Присутствие в составе ассоциаций рассматриваемого типа небольшого количества гранитоидов, по изотопному составу аналогичных габбро, позволяет допустить, что при их формировании имела место кристаллизационная дифференциация мантийных базитовых магм с образованием остаточных расплавов кислого состава, однако масштабы этих процессов не были значительными. Преобладающая часть гранитоидов образовалась из магм, субстратом которых служила неоднородная по изотопному составу кора с возрастом не моложе неопротерозойского.

#### Литература

1. Смирнов В.Н., Наставко Е.В., Иванов К.С., Баянова Т.Б., Родионов Н.В., Серов П.А. Результаты изотопного датирования пород Рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса, Восточная зона Среднего Урала // Литосфера. 2014. № 5. С. 3–18.
2. Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific. Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.

## ОЦЕНКА ВОЗРАСТА МЕТАМОРФИЗМА НА ОСНОВАНИИ ТН- U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ МОНАЦИТА В ЗОНАЛЬНЫХ ГРАНАТАХ (ЦЭЛСКИЙ ТЕРРЕЙН, ЮЗ МОНГОЛИЯ)

Сухоруков В.П.<sup>1,2</sup>, Полянский О.П.<sup>1</sup>, Хиллер В.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, [svp@igm.nsc.ru](mailto:svp@igm.nsc.ru)

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск

<sup>3</sup> Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого, УрРАН, Екатеринбург, Россия

Цэлский террейн расположен в Западной Монголии и протягивается субмеридианально более чем на 600 км вдоль Главного Монгольского линейного элемента, отделяющего преимущественно раннепалеозойские домены в северной части от преимущественно позднепалеозойских на юге. [1]. Такое тектоническое положение делает этот террейн одним из ключевых объектов ЦАСП. На западе Цэлский террейн находит продолжение в комплексах Китайского Алтая, с которыми он коррелирует по возрасту протолита, а также времени и характеру проявления метаморфизма [2]. Несмотря на важное положение этого объекта, в плане петрологии метаморфических пород и реконструкции их РТ – эволюции он остается крайне малоизученным.

Изучаемая область находится в районе Цогт-сомона в бассейне реки Гэгэтин-Гол. Здесь преимущественно распространены глиноземистые метаморфические сланцы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, переслаивающиеся с гранатовыми амфиболитами с редкими интрузиями гранитоидов. С юга метаморфические сланцы граничат с блоком высокотемпературных мигматизированных полевошпатных гнейсов, переслаивающихся с гранатовыми амфиболитами.

Комплекс сложен преимущественно глиноземистыми сланцами, местами переслаивающимися с амфиболитами. Степень метаморфизма сланцев возрастает с севера на юг, по минеральным ассоциациям можно выделить следующие зоны метаморфизма: биотит-мусковитовую ( $Bt+Ms+Chl+Ab+Qtz$ ), гранатовую ( $Grt+Bt+Ms+Chl+Pl+Qtz$ ) и ставролитовую ( $St+Grt\pm Ky+Bt+Ms+Chl+Pl+Qtz$ ). Минеральный состав амфиболитов представлен ассоциацией  $Grt+Hbl\pm Bt+Pl+Qtz$ .

В пределах гранатовой и ставролитовой зон широко развиты кристаллы граната с резко зональным строением. Выделяется три генерации граната. Первая генерация  $Alm_{60-66}Py_{8-12}Grs_{5-10}Sps_{23-8}$  слагает ядра в зональных кристаллах, как правило, имеет кристаллографическую огранку и содержит небольшое количество мелких включений кварца и ильменита, часто расположенных секториально. Вторая генерация  $Alm_{60-70}Py_{5-12}Grs_{10-20}Sps_{8-17}$  характеризуется обильными включениями кварца и ильменита размером в сотни микрон. Часто включения расположены ориентированно и образуют S – образную структуру. Отличительной чертой этой генерации является резкое повышение содержанияgrossуляра относительно ядра. Третья генерация граната  $Alm_{60-70}Py_{12-13}Grs_{9-14}Sps_{4-6}$  характеризуется снижением содержанияgrossулярового компонента. Гранат третьей генерации слагает внешние каймы кристаллов граната и иногда футлярные кристаллы, их состав

Оценка РТ-параметров метаморфизма производилась с использованием минералогических геотермометров и геобарометров и по методу пересечения изоплет с использованием программного комплекса Perplex 668 [3, 4]. Полученные данные указывают на то, что формирование граната первой генерации, образующего ядра происходило при РТ-параметрах  $T=570-575\text{ }^{\circ}\text{C}$  в ставролитовой и  $545\text{ }^{\circ}\text{C}$  – в гранатовой зонах при давлении  $P=3,1-3,7$  кбар. Рост граната второй генерации происходил при повышении давления и незначительном изменении температуры. Максимальные давления, полученные по наиболее кальциевым составам граната составляют 5,7–6,8 кбар для образцов гранатовой зоны и 6,8–8 кбар для образцов ставролитовой зоны. РТ-параметры образования третьей генерации граната отличаются от второй увеличением температуры при практически постоянном давлении. Максимальные температуры составляют  $560-565\text{ }^{\circ}\text{C}$  для граната в гранатовой зоне и  $585-615\text{ }^{\circ}\text{C}$  в ставролитовой зоне.

Включения зерен монацита были обнаружены в зернах граната в пределах зон, сложенных гранатом второй генерации. Они располагаются среди многочисленных включений кварца, характерных для этой зоны, формирующих S-подобную структуру. Количественный анализ состава U–Th-содержащих минералов выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 с пятью волновыми спектрометрами в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. Расчёт возрастов проводился с использованием модифицированной программы Isoplot 3.66 [5] по единичным определениям содержаний Th, U, Pb в каждой точке зерна [6]. Среднее значение по семи точкам составляет  $311\pm 22$  млн лет.

Таким образом, глиноземистые сланцы участка Гэгэтин-гол подверглись двум последовательным этапам метаморфизма. Первый характеризуется повышенным геотермическим градиентом около  $60^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , второй и третий – градиентом около  $27\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , что соответствует нормальному среднему градиенту для земной коры. S-образные структуры, установленные в гранате второй генерации свидетельствуют об его росте в процессе происходящих в породе дислокаций. Одновременно с этим результаты термобарометрии указывают на повышение давления от центра к краю этих зерен. На основании этого можно сделать вывод, что рост граната второй генерации происходил в процессе деформаций, имеющих значительную надвиговую составляющую.

РТ-тренды, построенные на основании составов граната второй и третьей генерации хорошо коррелируют с моделями РТ – трендов областей надвигообразования без привноса дополнительного тепла [7, 8]. На начальных стадиях формирования происходит повышение давления при практически постоянной температуре, вызванное погружением плиты за счет надвигания на нее соседних толщ. Позднее тренд меняет направленность и происходит возрастание температуры при практически неизменном давлении за счет запаздывания при выравнивании геотерм. Форма полученного тренда свидетельствует о положении изучаемых пород в лежащем крыле надвига.

Разница в давлении между образованием граната первой генерации и максимумом давления, полученного по гранатам второй генерации составляет около 5 кбар, что при средней плотности континентальной коры  $2,7\text{ г}/\text{см}^3$  соответствует увеличению мощности на 13,5 км.

## Литература

1. Tomurtogoo, O., 1997. A new tectonic scheme of the Paleozoic in Mongolia. *Mongolian Geoscientist*, 3, 12–17.
2. Jiang, Y., Sun, M., Kröner, A. et al., 2012. The high-grade Tseel Terrane in SW Mongolia: An Early Paleozoic arc system or a Precambrian sliver? *Lithos*, 142–143, 95–115.
3. Connolly J.A.D. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics // *Amer. J. Science*, 1990, v. 290, p. 666–718.
4. Connolly J.A.D. The geodynamic equation of state: what and how // *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2009, v. 10, n. 10.

5. Вотяков С.Л., Хиллер В.В., Щапова Ю.В., Поротников А.В. Химическое электронно-зондовое датирование минералов-концентраторов радиоактивных элементов: методические аспекты // Литосфера. 2010. № 4. С. 94–115.
6. Montel J.M., Foret S., Veschambre M., Nicollet N., Provost A. Electron microprobe dating of monazite. // Chem. Geol. 1996. V. 131. P. 37–53.
7. England, P.C., Thompson, A.B., 1984. Pressure temperature time paths of regional metamorphism 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Journal of Petrology 25, 894–928.
8. Spear, F.S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America Monograph. Mineralogical Society of America, Washington, DC.

## ЭВОЛЮЦИЯ CU-NI-PGE СУЛЬФИДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Ткачев А.В., Смолькин В.Ф.

ГГМ РАН, v.smolkin@sgm.ru

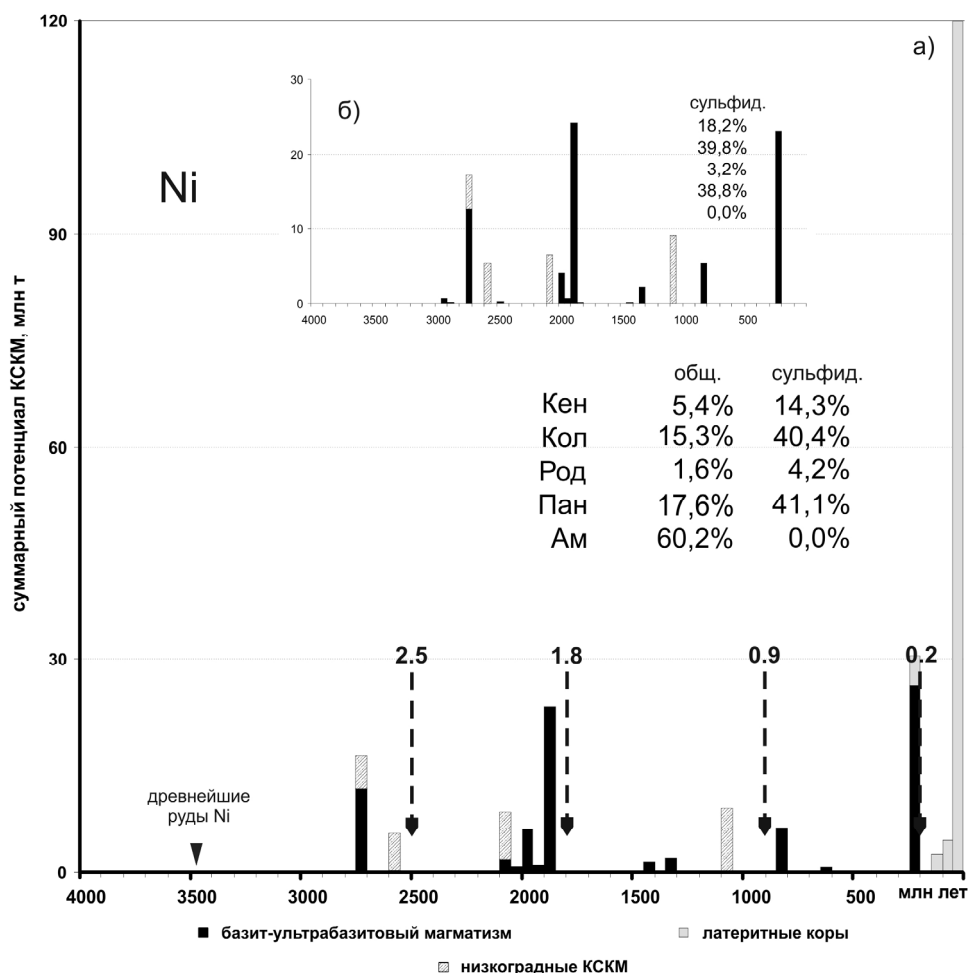
На основе комплексного анализа Базы данных крупных и суперкрупных месторождений (КСКМ) важнейших видов полезных ископаемых установлено четыре завершённых глобальных цикла металлогенической эволюции Земли – **кенорский** (>2.5 млрд лет), **колумбийский** (1.8–2.5 млрд лет), **родинийский** (0.9–1.8 млрд лет) и **пангейский** (0.2–0.9) млрд лет, а также текущий, незавершённый **амазийский** цикл [ 1 ]. Для анализа интенсивности сульфидного рудообразования в рамках выявленной цикличности были привлечены данные с интегральными ресурсами Ni более 0.5 млн т при средних содержаниях Ni выше 0.45%. Таким критериям отвечают 69 объектов в сумме содержащих 212.0 млн т металла (Рис.).

В суммарном ресурсном потенциале КСКМ доля **кенорского цикла** составляет 5.4%. Если рассматривать только высокотехнологичные сульфидные руды магматического генезиса, то эта доля возрастет до 14.3%. Наиболее древними (~3.5 млрд лет) являются месторождение Бон-Аккорд и проявление Бон-Аккорд-Уэст (пояс Барбертон). Последнее является уникальным по минеральному составу (оксиды и силикаты с примесью сульфидов и боратов никеля) и аномально высокому содержанию никеля (10–36% NiO), но с низкими ресурсами (~20 т). В период 2.95–2.90 млрд лет сформированы промышленные месторождения в пределах кратонов Йилгарн и Пилбара Австралии, связанные с комплексами коматиитов и комагматических интрузий. В первых оцененный потенциал часто превышает 0.1 млн т Ni, а в самом крупном, Маунт-Виндарра в Ист-терн-Голдфилдз, он достигает 0.18 млн т. Сопоставимыми по размеру и качеству руд, но более молодыми (2.86 млрд лет), являются залежи в коматиитах на кратоне Сан-Франсиску - Форталеза-де-Минас (О'Тул). Около 2.7 млрд лет были образованы богатые месторождения коматиитового типа в зеленокаменном мегапоясе Норсеман-Виллуна (Камбалда, Маунт-Кит и др.). Пять крупномасштабных месторождений данного мегапояса содержат 90% суммарного потенциала всех аналогичных по типу объектов (более 30) данной структуры. Близкие по возрасту месторождения, но с относительно низкими потенциалами, известны в зеленокаменных поясах кратонов Супериор и Зимбабве. В пределах Великой Дайки (2.58 млрд лет) известны сульфидоносные горизонты с запасами 5.4 млн т при содержании 0.21% Ni. Возможно неоархейскими являются крупные по запасам залежи в интрузиях поля Селеби-Пикве (пояс Лимпопо).

**Колумбийский цикл** в потенциале всех КСКМ обеспечивает 15.3% ресурсов Ni, в потенциале только сульфидных КСКМ – 40.4%. В начале данного цикла были сформированы промышленные сульфидные месторождения Ni в Мончеплутоне (2.5 млрд лет) Кольского кратона, представленные частично отработанные жильными и гнездовыми рудами, а также приподошвенными пластовыми вкрапленными рудами [ 2 ]. В середине цикла сформировался Бушвельдский комплекс с крупными и гигантскими ресурсами целого ряда видов сырья. Приуроченные к нему стратиформные залежи Cu-Ni руд (Платриф и др.) имеют низкие концентрации полезных компонентов (0.15–0.41% Ni, 0.06–0.2% Cu). Вблизи Бушвельдского комплекса залегает небольшая расслоенная интрузия Уиткомст, в которой отрабатываются относительно бедные (0.55% Ni) сульфидные руды крупного месторождения Нкомати. Близкими по времени и по типу являются залежи Санта-Рита на кратоне Сан-Франсиску. На завершении палеопротерозоя (1.98 млрд лет) сформировались месторождения Печенгского рудного поля, приуроченные к дифференцированным субвулканическим интрузиям габбро-верлитового состава, генетически связанными с высокотитанистыми ферропикритами [ 2 ]. Несколько позже (1.92–1.88 млрд лет) на Канадском щите, в зоне сочленения Транс-Гудзонского пояса и кратона Супериор, сформировались месторождения, связанные с низкотитанистыми коматиит-базальтовыми вулканитами (Раглан) и субвулканическими интрузиями (Томпсон). В свекофенском поясе Балтийского щита в то же время в связи с гидротермальной деятельностью в морской впадине с черносланцевым профилем седиментогенеза сформировались бедные полиметаллические руды поля Талливара (0.22% Ni, 0.46% Zn, 0.13% Cu), которые недавно начали эксплуатироваться с применением метода биовыщелачивания. На завершении колумбийского цикла

сформировался крупнейший комплекс Садбери, происхождение которого связывают с импактным событием. Этот никелевый гигант (второй по масштабу в мире) имеет долю в суммарном потенциале КСКМ своего цикла 65%. Месторождения Кингашской группы в Восточно-Саянском поясе, вероятно, также относятся к этому циклу, но из-за сильных деформаций и интенсивного метаморфизма материнских пород и руд их возраст и металлогенический тип пока корректно не установлены.

**Родинийский цикл** имеет наименьший ресурсный потенциал КСКМ никеля: 1.6% от общей суммы, 4.2% от сульфидной части. С ним связаны месторождения, приуроченные к дифференцированным интрузиям разного состава – габбро-троктолитам (Войсиз-Бэй) и дунит-перидотитам (Кабанга). Ресурсы более позднего габбро-троктолитового комплекса Дулут вдвое больше суммарного потенциала этих двух КСКМ, но представлены очень бедными рудами (0.2% Ni). В нем добывались только самые богатые части с небольшим объемом руд. В том же районе выявлены мелкие интрузии-сателлиты, в одной из которых залегают массивные и брекчиевидные руды с содержаниями 2.1–6.1% Ni и 2.2–4.2% Cu (месторождение Игл). Близкая по возрасту интрузия габброноритов Нибоу-Бейбл в блоке Масгрейв (Австралия) содержит значительные ресурсы металла (1 млн т), но при низких содержаниях Ni (0.3%).



**Распределение суммарных потенциалов КСКМ никеля по металлогеническим циклам с дифференциацией по условиям образования (а).**

Циклы: Кен – кенорский, Кол – колумбийский, Род – родинийский, Пан – пангейский, Ам – амазийский. Доли в процентах по циклам даны: в первом столбце с учетом как сульфидных, и силикатно-оксидных руд, а во втором – только для сульфидных руд. В вставке (б) для сравнения приведены сводные данные по месторождениям сульфидных руд мира, включающие не только КСКМ, но и объекты меньших масштабов оруденения [3]

Доля **пангейского цикла** составляет 17.6% в общем потенциале и 41.1% в потенциале сульфидных руд КСКМ никеля. В начале цикла был сформирован третий по масштабу в мире промышленный никелевый комплекс Цзиньчуань, дифференцированный от дунитов до оливиновых пироксенитов и приуроченный к рифтогенной структуре на краю Сино-Корейского щита. В период 0.25 млрд лет был сформирован крупнейший рудный комплекс Норильско-Талнахского района (Норильск-1, Талнах, Октябрьское и др.). Рудоносны-



ми являются внедрившиеся в зоне Хараелахского рифта субвулканические силлообразные интрузии, дифференцированные от оливиновых пикритов до габбродолеритов. В связи с платобазальтами поздней перми (0.26 млрд лет) в магматической провинции Эмейшань палеорифта Панжихуа-Сичан на платформе Янцзы сформировались мелкие и средние по ресурсам сульфидные месторождения в дифференцированных вебстерит-габбровых интрузиях. В триасе, в краевой зоне Монголо-Охотского пояса вблизи границы с Сино-Корейским щитом сформировалось крупное месторождение Хунцилин № 7, приуроченное к интрузии норит-перидотит-ортопироксенитового состава. В палеозойских подвижных поясах Центральной Азии (на территории Китая и Казахстана) залегают базит-ультрабазитовые комплексы с Cu-Ni оруденением. Часть месторождений отрабатываются, но руды бедные ( $<0.6\% \text{ Ni}$ ,  $<0.5\% \text{ Cu}$ ), а масштаб не превышает среднего. В Деламерском орогене на о. Тасмания выявлено месторождение Эйвбери (ресурсы около 0.1 млн т металла), руды которого возникли при переотложении первичной рассеянной минерализации в базит-ультрабазитовых породах под воздействием наложенных растворов, циркуляция которых вызвана внедрением более поздних гранитоидных интрузий. На завершении пангейского цикла, в поздний триас-раннюю юру, были сформированы на Среднем и Южном Урале латеритные коры выветривания с залежами силикатно-оксидных никель-кобальтовых руд (Буруктаьское и др.).

Для *Амазийского цикла* все КСКМ никеля имеют латеритную природу, суммарный потенциал которых составляет 60.2%, что почти вдвое превосходит потенциал всех остальных циклов вместе взятых. Почти все латеритные руды неоген-четвертичного возраста находятся на континентах и островах в интервале широт  $\pm 20^\circ$  от современного экватора, и формируются за счет выветривания серпентинитов преимущественно офиолитового комплекса. Вне этой полосы находятся только уральские месторождения, относящиеся к предыдущему циклу, и объекты на Балканах (Ржаново, Гури-Куч и др.). Единичные сульфидные месторождения никеля амазийского цикла известны в интрузиях урало-аляскинского типа (Канадские Кордильеры, Камчатка). Среди них нет крупных, но есть очень богатые: в залежах месторождения Шануч, связанных с небольшой дифференцированной интрузией кортландит-норитового состава, руды содержат свыше 5% Ni.

*Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН (№ 2 «Рудные месторождения: от генетических моделей к их прогнозу на территории России»).*

#### Литература

1. Ткачев А.В. Глобальные металлогенические циклы Земли // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. М-лы XXI междунар. науч. конф. Москва: МГУ. 2010. С. 169.
2. Смолькин В.Ф., Романюк Т.В. Общая характеристика ресурсов крупнейших месторождений никеля, их типизация и классификация // Наука и просвещение: посвящается 150-летию со дня рождения академика В.И. Вернадского. Екатеринбург: ООО «УИПЦ», 2012. С. 244–272.
3. Hoatson D.M., Jaireth S., Jaques A.L. Nickel sulfide deposits in Australia: characteristics, resources, and potential // Ore Geology Reviews, 2006, v. 29. P. 177–241.

## МНОГОЭТАПНАЯ МИГМАТИЗАЦИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ СРЕДНЕГО УРАЛА (НА ПРИМЕРЕ АДУЙСКОГО ГРАНИТНОГО АРЕАЛА)

Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Замятина М.Д.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, fershtater@igg.uran.ru, abu-sembella@mail.ru*

Адуйский ареал объединяет Адуйский гранитный массив, примыкающий к нему с юга Каменский мигматит-плутон, южнее которого располагается Курманский габбро-трондьемитовый массив (рис. 1). Формирование названных массивов отражает этапы гранитообразования в Адуйском ареале в интервале времени 410–250 млн лет.

Ранний из этих этапов проявлен в **Курманском** массиве, сложенном преимущественно трондьемитами, местами переходящими в гранодиориты, которые содержат блоки – ксенолиты мигматизированных роговообманковых габброидов и диоритов – и прорваны дайками габбро и диоритов такого же состава [1, 3]. Образование гранитоидов обусловлено частичным плавлением (мигматизацией) продуктов кристаллизации водного базитового расплава – роговообманковых габбро и диоритов. Типоморфным для структуры этих пород и всех гранитоидов является наличие межзернового мелкозернистого аллотриоморфного кварц-полевошпатового агрегата. Появление такого кварц-полевошпатового агрегата обусловлено анатексисом, процессом частичного плавления породы, в которой он находится.

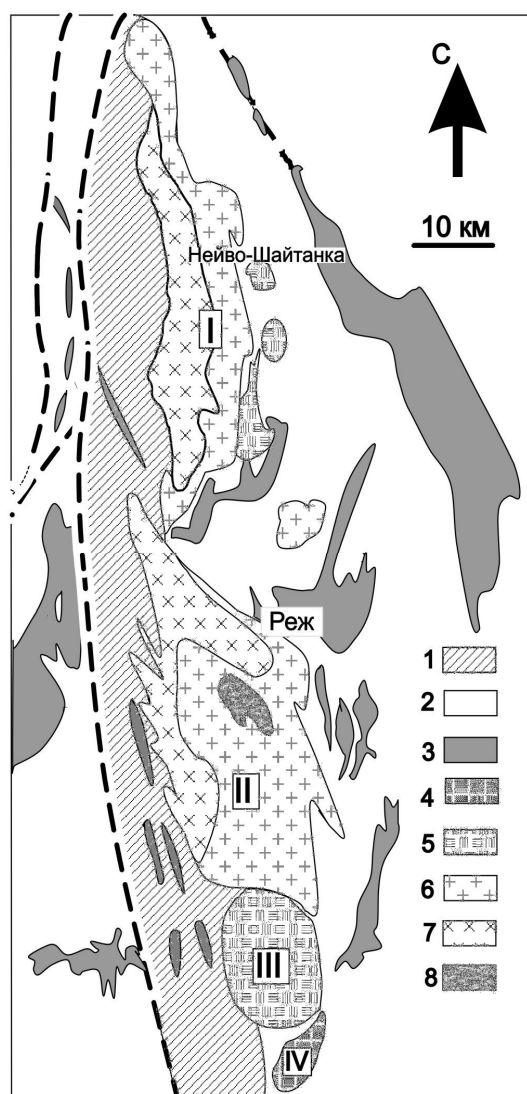


Рис. 1. Схема геологического строения района Адуйского ареала. Составлена на основе геологической карты Урала под ред. И.Д. Соболева с изменениями [3]

1 – метаморфические породы с возрастом более 1600 млн лет, 2 – S-D вулканогенно-осадочные породы, 3 – серпентиниты, 4 – раннедевонские мигматизированные габброиды, трондьемиты, гранодиориты, 5 – позднекаменноугольные интенсивно мигматизированные тоналиты, гранодиориты и граниты, 6 – двуслюдяные микроклин-ортоклазовые граниты, 7 – биотитовые ортоклазовые граниты (ватихский комплекс), 8 – озерная гранодиорит-гранитная серия. Массивы: Мурзинский (I), Адуйский (II), Каменский (III), Курманский (IV)

что в массе своей перемещение анатектического расплава ограничивалось небольшим расстоянием и контролировалось сдвиговыми нарушениями, определяющими полосчатый тип текстуры. По мере приближения состава лейкосома к гранитному формы ее обособления все более напоминают жилные, и порода приобретает черты внедренной, в частности, ее ограничения пересекают направление полосчатости мигматитов. Граниты образуют ясные жилы в полосчатых мигматитах и по химическому составу близки к гранитам Адуйского массива.

На диаграмме (рис. 2) мигматитам и гранитам Каменского массива отвечают тренды 4 и 5, которым дают начало малокалиевый и кали-натровый составы протолита, образованного в ходе мигматизации, рассмотренной на примере Курманского массива. Тренд 6 показывает изменение состава при переходе типичного гранита мигматитовой зоны Каменского массива к адуйскому.

Наиболее сильно частичному плавлению подвержены породы диоритового состава, превращающиеся в своеобразные мигматиты с включениями мелкозернистых габбровых реститов. Мигматитовая текстура в гранитоидах выражена слабо. Это означает, что расплав, образованный при частичном плавлении, в основном сохранился *in situ*. Мигматизированные породы образуют три тренда на диаграмме Ab-Qz-Or (рис. 2), положение которых определяется составом исходного базита, а именно – содержанием в нем калия. Тренды 1 и 2 имеют в качестве протолита роговообманковые габбро, а тренд 3 объединяет продукты частичного плавления многочисленных базитовых даек в габбро и гранитоидах.

U-Pb возраст циркона из габбро и продуктов его частичного плавления отвечает раннему девону и составляет 405-411 млн лет [3]. Эти значения отвечают времени внедрения богатого водой базитового расплава, его кристаллизации в виде роговообманкового габбро, парциального плавления (автомигматизации) габбро, образованию анатектического расплава трондьемитового состава и его кристаллизации.

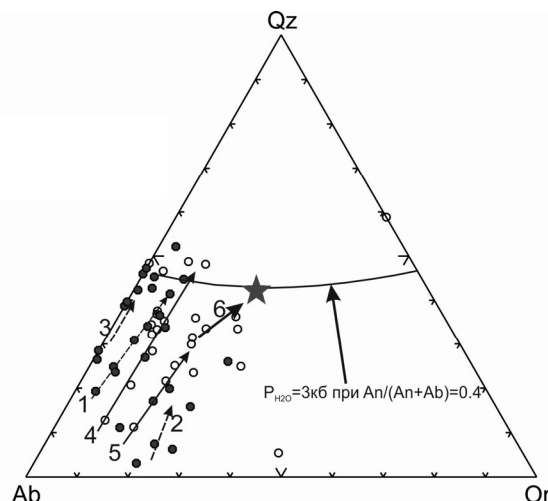
Следующий крупный эпизод гранитообразования представлен в **Каменском** мигматит-плутоне. Массив сложен тоналитами, гранодиоритами и гранитами, породы местами интенсивно мигматизированы. Зоны частичного плавления представлены полосчатыми и пятнистыми мигматитами, близкими по валовому составу к тоналиту, в которых лейкосома – это гранит или адамеллит, обычно бедный калием, а меланосома – более основные породы, с роговой обманкой и биотитом. В разной степени мигматизированные дайки микрогаббро и микродиоритов прорывают полосчатые мигматиты, в формировании которых выделяется несколько этапов, ярко выраженных геологически. Эти этапы фиксируются в мигматизированных кварцевых диоритах и гранодиоритах наличием более ранних ксенолитов мигматитов.

Сложная и длительная эволюция мигматитов находит отражение в цирконе из них, которые образуют 4 возрастные генерации с возрастом  $331 \pm 3,7$ ,  $298,4 \pm 2,8$ ,  $280,8 \pm 5,1$  и  $250,3 \pm 1,6$  млн лет. Первая генерация, по-видимому, отвечает реликтовому циркону диоритового или гранодиоритового протолита, вторая – главному этапу мигматизации, а третья и четвертая – этапам эволюции вторичного анатектического расплава. Граниты, аналогичные породам третьей и четвертой генерации, являются ведущими в Адуйском массиве [2].

Полосчатая текстура мигматитов с мощностью отдельных прослоев не более 2–3 см свидетельствует о том,

Рис. 2. Диаграмма Ab-Qz-Or для CIPW мезонорм пород Курманского, Каменского и Адуйского массивов.

Залитыми кружками показаны породы Курманского массива, пустыми – Каменского массива. Тонкими стрелками соединены составы пар меланосом-лейкосом. Звездочка – средний состав гранита Адуйского массива



Гранитные расплавы – продукты мигматизации в Каменском массиве – образуют те граниты **Адуйского** массива, которые имеют возраст 280–290 млн лет и первичные отношения  $87\text{Sr}/86\text{Sr} < 0.705$ . Но это не единственная генерация гранитов в Адуйском массиве. В нем, как и в расположенном севернее Мурзинском, распространены и разности, образованные в результате частичного плавления протерозойского фундамента, доуральской континентальной коры. Продукты этого протолита представлены гранитами более молодого возраста (260–250 млн лет) и с первичным отношением  $87\text{Sr}/86\text{Sr} > 0.705$ . Разрыв в 30–40 млн лет между этими генерациями гранитов обусловлен временем, необходимым для разогрева протерозойского фундамента до температур гранитообразования.

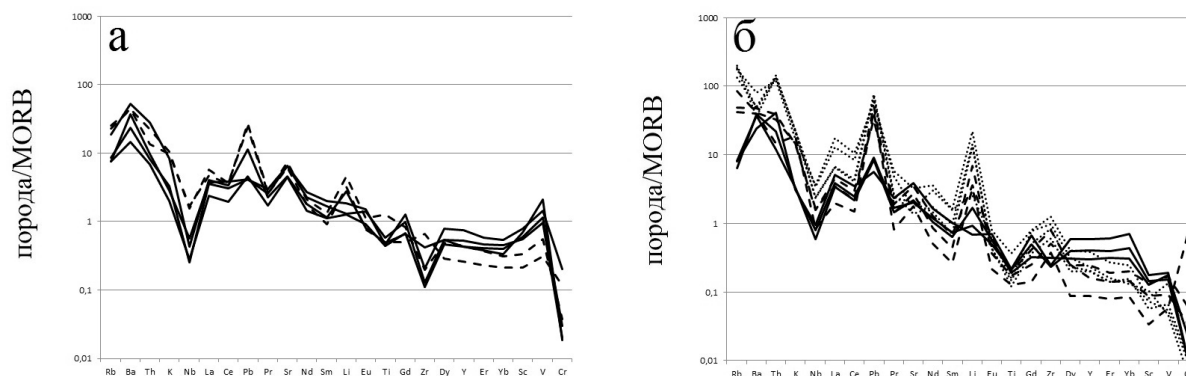


Рис. 3. Распределение редких элементов в породах Курманского, Каменского и Адуйского массивов.

а – габбро, б – граниты. Сплошные линии – Курманский массив, штрихи – Каменский массив, точки – Адуйский массив

Геохимические особенности пород рассмотренных выше массивов свидетельствуют о принадлежности их к надсубдукционным образованиям. Габброиды и диориты (рис. 3а) Курманского и Каменского массивов сходны между собой и характеризуются отрицательными аномалиями высокочarged элементов (Nb, Ti, Zr, Pb) и положительными таких крупноионных литофилов, как Ba, Sr. Граниты всех трех массивов (рис. 3б) характеризуются отрицательными аномалиями высокочarged элементов (Nb, Ti) и положительными таких крупноионных литофилов, как Th, La, Pb, Sr, Li, Gd, Zr.

### Литература

- Замятина М.Д., Бородин Н.С. Условия формирования пород Курманского габбро-гранодиоритового массива // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского 2015, Выпуск 18. Пермь, 2015 С. 167–174.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Полигенные цирконы Адуйского батолита (Средний Урал) // Докл. РАН, 2006б. Т. 410, №2. С. 244–249.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2013. 365 с.

## ПРИРОДА ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ ЛЕРЦОЛИТОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ: АВТОМЕТАМОРФИЗМ ИЛИ МЕТАСОМАТОЗ?

Чащухин И.С., Вотяков С.Л.

Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург,  
chashchukhin@igg.uran.ru

Плагиоклазовые лерцолиты (плагиолерцолиты) принимают участие в строении большинства мантийных гарцбургит-лерцолитовых серий разных тектонических обстановок формирования – в офиолитах, в подконтинентальных ультрамафитах, в абиссальных перидотитах океанического дна. На Урале эти породы обнаружены, за редким исключением, во всех массивах, сложенных гарцбургит-лерцолитовыми сериями – в Кракинских, Нуралинском, Миндякском и ряде других. Характеристику этих пород, их взаимоотношений с другими ультрамафитами и данные о составе слагающих минералов в массивах Средний Крак и Нурали привела Г.Н. Савельева [3].

Исследователи обсуждают два вероятных механизма образования плагиолерцолитов – декомпрессионный и метасоматический. Первый, основанный на экспериментальных данных [4, 7], предполагает, что они являются продуктом декомпрессии шпинелевых лерцолитов, без участия процессов частичного плавления. В общем виде процесс описывается реакцией: клинопироксен + ортопироксен + шпинель → анортит + форстерит [6, 9, 11].

Часть сторонников метасоматической природы плагиолерцолитов полагает, что плагиоклаз (+ клинопироксен, по И.А. Малахову, + ортопироксен, по Г.Б. Руднику) являются продуктом кальций-алюминиевого (+ кремнекислого, по Г.Б. Руднику) метасоматоза шпинелевых ультрамафитов [1, 2]. Другие приверженцы метасоматического происхождения этих пород допускает их двухэтапное формирование. На первом этапе, в ходе частичного плавления верхнемантийного пиролита образуются гарцбургиты, на втором, под действием захороненных, либо проникающих гипотетических базитовых расплавов происходит их рефertilization [8, 11, 13]. В противоположность декомпрессионной, метасоматическая модель должна сопровождаться существенным искажением исходного химического состава.

На Урале плагиолерцолиты наиболее развиты в Нуралинском массиве, в котором занимают около 40 % площади выходов ультрамафитов. Детальное изучение петрохимии (более 110 полных силикатных анализов образцов, равномерно отобранных по хребту Большой Нуралы) показало, что соотношения главных петрогенных компонентов –  $Al_2O_3$ , CaO, MgO, FeO\* – в шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитах одинаковы; они нарушаются только в узкой приконтактной зоне мощностью около 100 м и имеют, по-видимому, метасоматическую природу (рис. 1).

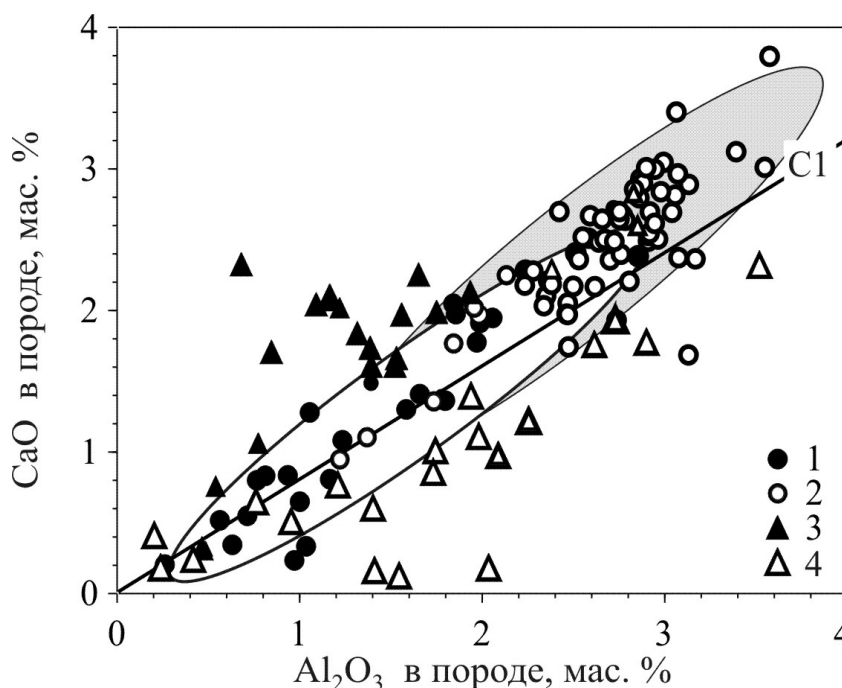


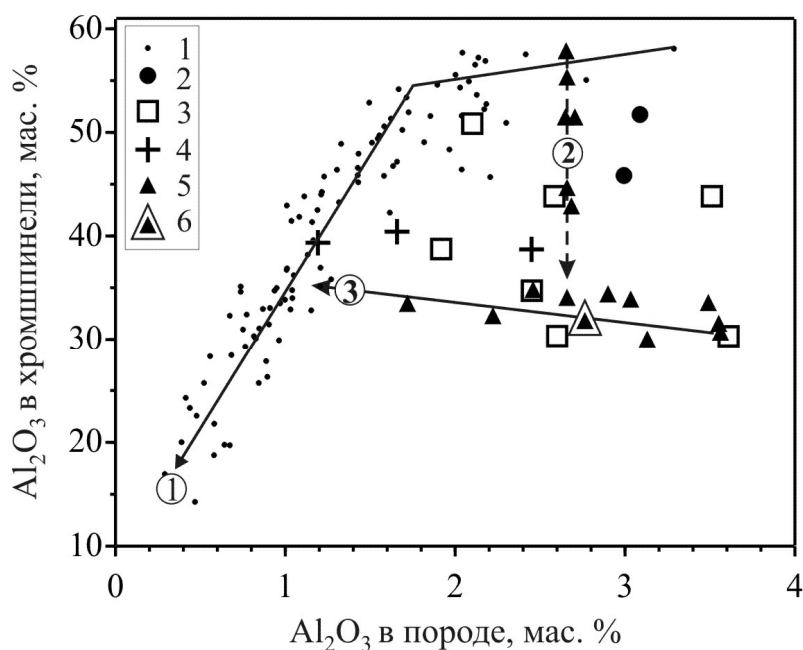
Рис. 1. Диаграмма  $CaO-Al_2O_3$  для гарцбургит-лерцолитовых серий Нуралинского массива относительно состава хондрита C1 [10].

Лерцолиты: 1, 3 – шпинелевые, 2, 4 – плагиоклазовые. Образцы отобраны: 1–2 – вдали от контакта пород, 3–4 – из их контакта.

Преобразование шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые сопровождается уменьшением количества глинозема в порообразующих минералах. Этот процесс нередко прерывается, о чем свидетельствует химическая неуравновешенность минеральных фаз, выраженная в значительных вариациях их состава в пределах образца и отдельного зерна, в несколько раз превышающих погрешность анализа. Так, незавершенность процесса трансформации привела к значительным вариациям содержаний глинозема в хромшпинелях большинства изученных образцов плагиолерцолитов (рис. 2). Лишь в Нуралинском массиве четко обозначилась непрерывная серия, отвечающая предельно низкой концентрации глинозема в хромшпинели и свидетельствующая о завершении процесса. Аналогичная картина наблюдается и в составах сосуществующих с хромшпинелью пироксенов.

Рис. 2. Глинозем в породах и акцессорных хромшпинелях гарцбургит-лерцолитовых серий Урала.

1 – шпинелевые лерцолиты в целом; 2–5 – плагиоклазовые лерцолиты: 2–4 – массивы Крака: 2 – Северный, 3 – Средний, 4 – Южный, 5 – Нуралинский массив, для которого составлен масс-баланс РЗЭ (6). Стрелками показаны тренды сопряженного изменения массовых долей глинозема в хромшпинелях и вмещающих шпинелевых лерцолитов (1), при незавершенной (2) и полной (3) их трансформации в плагиоклазовые. Тренд (2) проведен по данным вариаций массовых долей глинозема в хромшпинели в пределах шлифа плагиоклазового лерцолита Нуралинского массива



Поведение редких элементов подтверждает изохимический характер процесса преобразования шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые. Ранее это было показано на примере расчета масс-балансов высокозарядных и крупных несовместимых элементов – Sr, Zr, Y, V, Sc, Ti между главными их концентраторами – клинопироксеном, ортопироксеном и плагиоклазом [10]. Было установлено, что межфазное перераспределение микроэлементов в ходе процесса проходит в закрытой системе, без обмена с внешней средой; по мнению авторов, содержания РЗЭ при этом существенно не изменяются.

Для проверки этого утверждения нами на примере образца плагиолерцолита Нуралинского массива был составлен полный масс-баланс редких земель между всеми сосуществующими минералами – орто- и клинопироксенами, оливином, плагиоклазом, хромшпинелью и серпентином. Отобранные под микроскопом минералы были очищены от посторонних примесей путем их химического выщелачивания по методике [5]. Анализы на РЗЭ выполнены с использованием ICP-MS масс-спектрометра Elan 9000 в Центре коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик», г. Екатеринбург; минимальные концентрации каждого элемента в минералах (за исключением хромшпинели) более, чем в 2 раза превышали предел его инструментального обнаружения.

Судя по массовой доле глинозема в сосуществующих пироксенах и хромшпинели, нормированной на химический состав породы, процесс трансформации шпинелевого лерцолита в плагиоклазовый завершился (рис. 2) и минеральные фазы пришли в химическое равновесие. С целью изучения влияния на минеральный баланс РЗЭ плагиоклаза и серпентина рассчитаны два варианта: А – полный масс-баланс для всех минеральных фаз, Б – без учета плагиоклаза и серпентина (рис. 3); роль хромшпинели в балансе РЗЭ ничтожно мала. Для проверки корректности выполненных расчетов вычислены величины отклонений между суммарным вкладом каждого элемента и его содержанием в породе; отклонения не превысили 20%. Сопоставление результатов расчета полного масс-баланса с бесплагиоклазовым показывает, что источником РЗЭ для формирования плагиоклаза служили оба пироксена, прежде всего клинопироксен; оливин в этом процессе не участвовал. Такая картина свидетельствует о перераспределении РЗЭ из пироксенов в плагиоклаз, что исключает его метасоматическое происхождение.



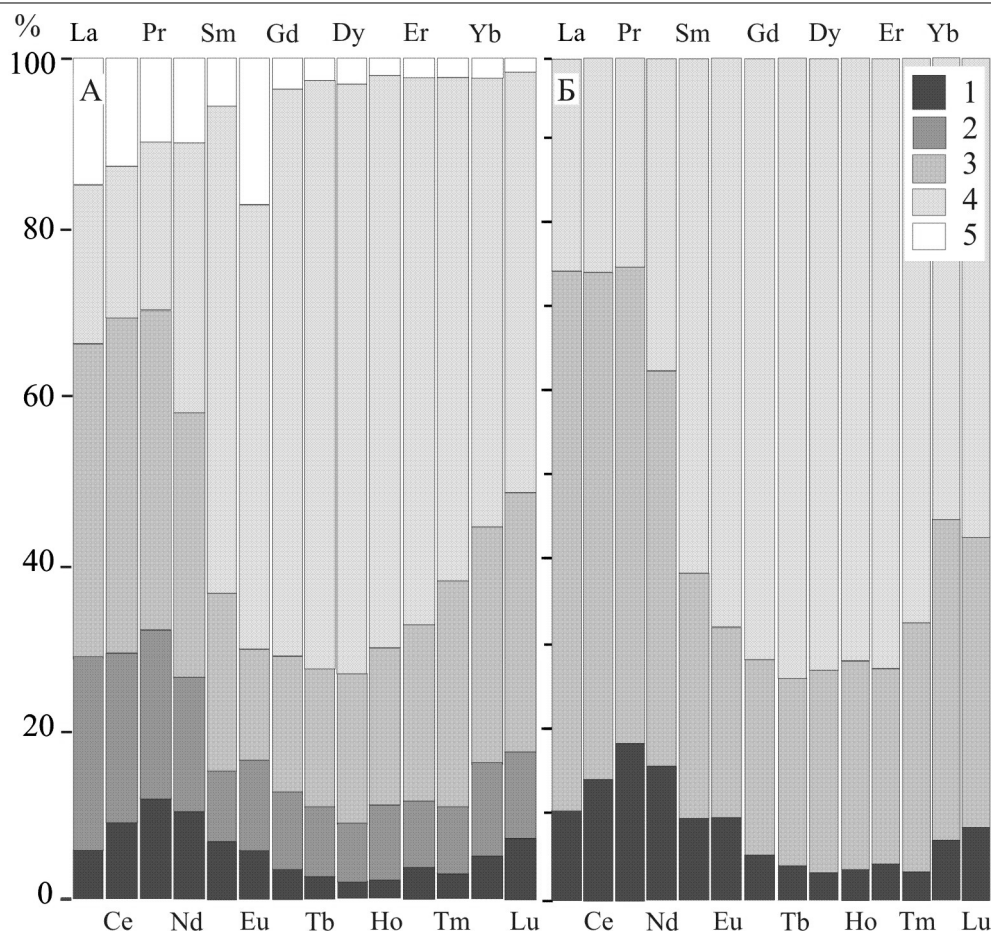


Рис. 3. Баланс РЗЭ в плагиоклазовом лерцолите Нуралинского массива.

А – полный масс-баланс, Б – масс-баланс без учета серпентина и плагиоклаза. 1 – оливин, 2 – серпентин, 3 – ортопироксен, 4 – клинопироксен, 5 – плагиоклаз

Ранняя серпентинизация первичный баланс РЗЭ искажает незначительно. При степени серпентинизации 20 % на треть снижается роль ортопироксена и оливина в балансе РЗЭ (преимущественно легких); клинопироксен и плагиоклаз остаются не затронутыми процессом гидратации, тем самым подтверждаются петрографические наблюдения – серпентинизируются только оливин и ортопироксен.

Таким образом, результаты изучения поведения петрогенных и редких элементов свидетельствует об изохимическом характере преобразования шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые и исключает роль гипотетических расплавов в этом процессе, что следует учитывать при геодинамических построениях.

#### Литература

1. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука. 1983. 223 с.
2. Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 68–100.
3. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // М: Наука, 1987. 246 с.
4. Borghini G., Fumagalli P., Rampone E. The Stability of Plagioclase in the Upper Mantle: Subsolidus Experiments on Fertile and Depleted Lherzolite // J. Petrol. 2010. V. 51. № 1–2. P. 229–254.
5. Garrido C.J., Bodinier J-L., Alard O. Incompatible trace element partitioning and residence in anhydrous spinel peridotites and websterites from the Ronda orogenic peridotite // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 181. P. 341–358.
6. Hamlyn P., Bonatti E. Petrology of mantle-derived ultramafites from the Owen fracture zone, Northwest Indian ocean: implications for the nature of the oceanic upper mantle // Earth and Planet. Sci. Letter. 1980. V. 48. № 1. P. 65–79.
7. Kushiro I., Yoder H.S. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. J. Petrol. 1966. Vol. 7. P. 337–362.
8. Muntener O., Manatschal G., Desmurs L., Pettke T. Plagioclase Peridotites in Ocean-Continent Transitions: Refertilized Mantle Domains Generated by Melt Stagnation in the Shallow Mantle Lithosphere // J Petrol. 2010. Vol. 51. № 1-2. P. 337–362.

9. *Obata M.* The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion // *J. Petrol.* 1980. V. 21. № 3. P. 533–572.
10. *Palme H., Nickel K.G.* Ca:Al ratio and composition of the Earth, suppler mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. № 10. P. 2123–2132.
11. *Rampone E., Piccardo G.B., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L.* Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: the spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. Vol. 115. P. 1–17.
12. *Rampone E., Piccardo G.B., Hofmann A.W.* Multi-stage melt-rock interaction in the Mt. Maggiore (Corsica, France) ophiolitic peridotites: microstructural and geochemical evidence // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2008. Vol. 156. P. 453–175.
13. *Takahashi N.* Origin of Plagioclase Lherzolite from the Nikanbetsu Peridotite Complex, Hokkaido, Northern Japan: Implications for Incipient Melt Migration and Segregation in the Partially Molten Upper Mantle // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. № 1. P. 39–54.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ КУРСКОГО БЛОКА САРМАТИИ

Чернышов Н.М., Рыборак М.В., Боброва Е.М.

*Воронежский государственный университет, Воронеж, ryborak.mv@gmail.com*

Структурный облик докембрийской Курской гранит-зеленокаменной области (КГЗО), составляющей северо-восточную окраину Сарматского сегмента Восточно-Европейского кратона (Воронежский кристаллический массив), в значительной мере определяется положением зеленокаменных поясов (ЗКП), сформировавшихся в позднем архее, в условиях внутриконтинентального рифтогенеза [7, 8]. Выделяют две зоны распространения позднеархейских зеленокаменных образований: западную – Белгородско-Михайловскую (Льговско-Ракитнянскую) и восточную – Орловско-Тимскую (Алексеевско-Воронежскую). Зоны имеют северо-западное простирание, разделены Курско-Бесединским срединным массивом и сочленяются в северо-западной части КМА. Белгородско-Михайловский ЗКП (Михайловская, Фатеевская, Суджанская, Борисовская, Белгородская ветви) имеет протяженность порядка 300-400 км, Орловско-Тимской ЗКП, состоящий из Тим-Ястребовской и Волотовской структур – приблизительно 400 км. Позднеархейские зеленокаменные образования Курского блока Сарматии стратиграфически выделены в михайловскую серию и разделяются на две вулканогенно-осадочные толщи: нижнюю, преимущественно коматиит-толеитовую (александровская свита), и верхнюю базальт-андезит-дацит-риолитовую со значительным развитием сланцев (лебединская свита). Белгородско-Михайловский зеленокаменный пояс имеет наиболее полный разрез зеленокаменных образований и более насыщен породами коматиит-толеитовой ассоциации. Орловско-Тимской пояс, являющийся в значительной степени фрагментированным, наиболее детально изучен в обрамлении Старооскольского рудного района и характеризуется значительно меньшей насыщенностью метавулканиитами. Нижняя толща сложена разнообразными метаосадочными породами и незначительными объемами метапород основного состава (амфиболиты с реликтами миндалекаменных структур) с ограниченным развитием коматиитов. Образования верхней толщи распространены ограниченно, вероятно вследствие эрозии. Верхняя толща сложена амфиболитами с реликтами миндалекаменных структур, метаосадочными породами и кварцевыми порфирами с характерными вкрапленниками кварца голубого оттенка. Характерной чертой Орловско-Тимского пояса, отличающего его от Белгородско-Михайловского, является наличие ультракалийевых риолитов в верхних частях разреза михайловской серии в районе Коробковского, Лебединского, Стойленского месторождений. В его разрезе преобладают литокристаллокластические туфы кислого состава, риолиты, реже встречаются туфопесчаники.

Позднеархейские структурно-вещественные комплексы Белгородско-Михайловской структуры включают метаморфизованную в условиях зеленосланцевой фации эффузивно-осадочную ассоциацию (михайловская серия) и интрузивные тела (габбро-дунит-гарцбургитовый сергиевский и плагиогранитный салтыковский комплексы).

Установлено [5], что на различных этапах формирования позднеархейской вулканогенно-осадочной ассоциации нижней толще преобладали различные типы литогенеза: для ранней стадии характерны исключительно магматические процессы, с формированием вулканогенной толщи коматиитов и толеитовых базальтов. Позднее, наряду с излияниями лав основного и ультраосновного состава, в условиях расчлененного рельефа формировались незрелые коры выветривания. На всем протяжении формирования нижней зеленокаменной толщи для магматической активности характерна незначительная роль эксплозивного вулканизма. Средние и кислые породы нижней толщи зеленокаменной ассоциации сформировались в результате экзогенного переотложения материала кор выветривания, при этом условия этого процесса предполагают незначительную сте-

пень осадочной дифференциации. Среди высокомагнезиальных метаморфических образований нижней толщи, в соответствии с требованиями международной классификации магматических горных пород, выделяются *коматииты* (преимущественно Al-деплетированного типа –  $ATM=14,81$  [9]), *коматиитовые и высокомагнезиальные базальты* [6] (основные геохимические параметры приведены в таблице), представленные в настоящее время преимущественно серпентинитами и амфиболитами [2, 3]. Совокупность геологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных позволяет предположить, что формирование позднеархейских высокомагнезиальных расплавов Белгородско-Михайловского пояса могло быть связано с декомпрессионным плавлением деплетированного мантийного источника на глубинах более 250 км. Оценены некоторые параметры этой мантийной магматической системы: температура ликвидуса ( $T_{liq}$ ) составляет 1582–1624 °С, потенциальная температура мантийного источника ( $T_{pot}$ ) = 1812–1862 °С. Величины давления составляют  $P_{CaO} = 9,4–9,7$  ГПа,  $P_{Al_2O_3} = 11,7–11,8$  ГПа. Суммарная мощность коры, рассчитываемая с использованием показателя потенциальной температуры, составляет 60–70 км. Высокие температуры формирования расплавов и деплетированный состав источника позволяют предположить, что магмогенерация могла реализовываться в условиях воздымающегося истощенного мантийного диапира, являющегося вероятно, проекцией термального фронта глубинного мантийного плюма в верхние части литосферы. По мере прогрева относительно холодной раннеархейской гранулит-гнейсовой коры КГЗО происходило вовлечение в высокотемпературную мантийную магматическую систему существенных объемов нижней мафической коры, что привело к формированию контаминированных коматиитовых и высокомагнезиальных базальтов. По распределению РЗЭ высокожелезистые метатолиты соответствуют архейским толетам ТН-1 по К. Конди, с практически не фракционированным спектром. Данные Sm-Nd изотопии свидетельствуют о формировании базальтоидов нижней толщи в результате внедрения расплавов мантийного происхождения, претерпевших контаминацию материалом коры [1,9].

#### Геохимическая характеристика вулканических метапород Белгородско-Михайловского зеленокаменного пояса КМА

Параметры/ Порода	MgO, %	Mg#	(La/Sm) <sub>N</sub>	(Gd/Yb) <sub>NPM</sub>	(La/Yb) <sub>N</sub>	Eu/Eu*
Породы нижней толщи (александровская свита)						
Коматииты	>18	80-90	0,97	1,49	1,23	0,81
Коматиитовые базальты:						
1. обедненные LREE	12,43 – 18,23	70	0,3–0,5	0,40	0,4	0,8
2. нефракционированные			0,7–0,9	0,94–1,67	1,2–1,7	
Высокомагнезиальные базальты	8,52 – 8,81	55	0,48–1,07	1,20	0,42–1,14	
Высокожелезистые толетовые базальты	7,16–7,71	40	1,1–1,3	1,1–1,2	1,2–1,4	0,9
Породы верхней толщи (лебединская свита)						
Высокожелезистые толетовые базальты	4,68 – 4,80	38–45	3,3–3,5	1,15	10,4–11,4	0,7–0,9
Андезиты	3,11	34–38	2,9–5,1	1,97	5,7–19,6	0,7–0,8
Дациты	2,08	31–33	5,8–6,2	2,27	10,4–11,4	0,8–0,9
Риодациты	1,99	35–41	4,9–6,4	1,66	14,1–18,1	0,5
Риолиты	1,35	31–41	5,4–6,7	2,54	19,2–30,2	0,8

Метавулканиды верхней толщи представлены биотит-амфиболовыми и преобладающими кварц-слюди-сто-полевошпатовыми сланцами, часто с реликтами порфировых вкрапленников плагиоклаза и кварца. Реконструкция первичной природы показала принадлежность исследуемых образований к группе магматических горных пород [5]. В разрезе прослеживаются различные по составу потоки метавулканидов как с четкими резкими контактами, так и с постепенными переходами. В наиболее исследованном разрезе центральной части Белгородско-Михайловского ЗКП кислые метавулканиды составляют 50%, средние – 40%, основные – 10%. По химическому составу эти породы составляют базальт – андезит – дацит – риолитовую ассоциацию толетовой серии. Характерной петрогеохимической особенностью описываемой толетовой базальт-андезит-риолит-дацитовый серии в целом является уменьшение от основных к кислым разновидностям концентраций титана, железа, магния, кальция при возрастании калия и практически неизменных содержаниях глинозема и натрия. Подобные соотношения петрогенных компонентов характерны для базальтоидных дифференцированных серий, сформировавшихся при фракционировании оливина и клинопироксена. Нарастающее к кислым дифференциатам обогащение группой легких РЗЭ (таблица) также свидетельствует о фракционировании оливин-клинопироксеновой ассоциации, слабые отрицательные аномалии европия свидетельствуют о незначительной вовлеченности плагиоклаза во фракционирование, что подтверждается результатами моделирования в «Comagmat 3.72». Спектр мультэлементной диаграммы, с характерным для всей БАДР-ассоциации ниобиевым минимумом, отвечает базальтоидам надсубдукционных обстановок, наиболее соответствуя островодужным толетовым базальтам, однако принадлежность пород толетовой серии накладывает ограничения на применение геодинамических условий с формированием значительных объемов известково-щелочных расплавов. Моделирование [4] также показало невозможность образования ни одного из дифференциатов АДР –

ассоциации верхней толщи в результате кристаллизационной дифференциации расплавов, отвечающих по составу породам коматиит-толеитовой ассоциации нижней толщи. В качестве наиболее вероятного субстрата для образования исходных расплавов вулканитов верхней толщи рассматривается раннеархейский гранито-нейсовый комплекс обоянской серии. Сравнение составов пород ассоциации с раннеархейскими гнейсами обоянской серии и позднеархейскими плагиогранитами салтыковского комплекса показывает наибольшую сходимость состава предполагаемого субстрата с риодацитами верхней толщи.

#### Литература

1. Боброва Е.М. Геология, вещественный состав и условия образования ультрамафит-мафитовых пород Льговско-Ракитянского зеленокаменного пояса КМА / Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. СПб, 2013. 24 с.
2. Бочаров В.Л., Фролов С.М., Плаксенко А.Н., Левин В.Н. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1993. 176 с.
3. Ножкин А.Д., Крестин Е.М. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия (на примере КМА. М.: Наука, 1984. 126 с.
4. Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. Геохимия и петрогенезис позднеархейской андезит-дацит-риолитовой ассоциации верхней толщи Льговско-Ракитянского зеленокаменного пояса КМА (Центральная Россия) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Тез.докл. Санкт-Петербург, 2012. Т. 2. С. 192–194.
5. Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. Неоархейская вулканогенно-осадочная ассоциация Михайловской структуры Курской гранит-зеленокаменной области: реконструкция условий формирования по петрохимическим данным // Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Тез.докл. Сыктывкар, Республика Коми, 2012 г. С. 73–75.
6. Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. Петрология и минералогия позднеархейских высокомагнезиальных вулканитов Курской (КМА) гранит-зеленокаменной области (Центральная Россия) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минералогия. Тез.докл. Улан-Удэ, 2012. С. 129–132.
7. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–30.
8. Чернышов Н.М., Ненахов В.М. Главнейшие типы геодинамических и минералогических рядов в общей модели формирования докембрийской литосферы (на примере ВКМ) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геол. 2011. Вып. 2. С. 47–58.
9. Чернышов Н.М., Рыборак М.В., Саватенков В.М., Альбеков А.Ю., Соловьева Е.М. Первые данные Sm-Nd изотопии неоархейской коматиит-толеитовой ассоциации Льговско-Ракитянского зеленокаменного пояса КМА (Центральная Россия) // Доклады академии наук. 2012. Т. 447. № 1. С. 1–4.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ КРУПНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ НЕОГЕЯ И ИХ «КОРНИ»

Шарков Е.В., Богатиков О.А.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, sharkov@igem.ru*

Крупные изверженные провинции (КИП) известны с архея и широко развиты в фанерозое, где они образуют огромные поля покровных базальтов (траппов) на континентах и океанах. При этом если для континентальных КИП раннего докембрия (архея и раннего палеопротерозоя) были характерны высоко-Mg расплавы, (коматиит-базальтовая и кремнеземистая высоко-Mg (бонинитоподобная) серии), то в неогее, начиная с ~2.35 млрд лет назад и, особенно в фанерозое, стали преобладать ассоциации Fe-Ti щелочных базальтов и толеитов [2]. Развитие этих КИП в большинстве случаев начиналось с континентального рифтогенеза, сопровождавшегося излияниями умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов и пикробазальтов [5, 10, 13 и библиография в них]. Однако на втором, главном этапе их развития основной объем большинства КИП образуют толеитовые базальты.

Согласно существующему консенсусу, появление КИП связано с подъемом мантийных термохимических суперплюмов, зарождавшихся на границе жидкого ядра и мантии [3, 10, 14]. Вместе с тем, остается неясным, что конкретно представляет собой их вещество, и в каких условиях происходит его адиабатическое плавление, обеспечивающее появление этих двух типов расплавов. Главным источником подобной информации могут являться мантийные ксенолиты во внутриплитных базальтах, представляющие собой фрагменты вещества головной части мантийного плюма над зоной плавления, откуда магмы начинают путь наверх, т.е. где располагаются корневые части магматических систем.

Основной целью работы является конкретизация представлений о строении головных частей мантийных плюмов, их веществе и уровне проникновения в литосферу, а также условиях генерации магм на примере мантийных ксенолитов в позднекайнозойских платобазальтах Западной Сибири [8].

### Строение головной части мантийного плюма

Согласно существующим представлениям, растекающаяся головная часть плюма имеет форму шляпки гриба; вокруг нее, в контакте с относительно холодной древней литосферой, должна возникнуть охлажденная кайма, играющая роль термоизоляции для внутренних частей плюма, находящихся в пластичном состоянии. Зона адиабатического плавления должна располагаться в верхней части головы плюма, под охлажденной каймой. Новообразованная магма, прорываясь наверх, в первую очередь будет выносить фрагменты материала этой каймы, которые и являются мантийными ксенолитами. Это не материал из зоны плавления, но он несет важную информацию о том, что представляло собой вещество мантийных плюмов, каков был его фазовый состав и какие именно компоненты участвовали в плавлении. Поскольку в подавляющем большинстве популяций ксенолиты нижнекоровых пород отсутствуют, можно думать, что головные части мантийных плюмов пересекали мафиты нижней коры и достигали подошвы сиалической верхней коры.

Популяции ксенолитов в базальтах во всем мире характеризуются удивительным однообразием и представлены двумя главными типами: 1) наиболее распространенными породами «зеленой, или Сг-диопсидовой» серии и 2) более редкими образованиями «черной, или Al-Ti-авгитовой» серии, породы которой нередко образуют жилы в образованиях «зеленой» серии. Состав популяций ксенолитов практически не зависит от конкретного региона [6], что свидетельствует о единой в масштабах всей Земли природе плавящихся мантийных субстратов. Очевидно, это и есть вещество мантийных термохимических плюмов, поднимающихся от границы жидкого ядра и мантии и образованных как веществом силикатной мантии, так и флюидными компонентами ядра [1, 3, 13].

### Мантийные ксенолиты в базальтах Сирии

Породы «зеленой» серии представлены здесь преимущественно шпинелевыми перидотитами с катакластической, реже протогранулярной структурой, варьирующими по составу от преобладающих деплетированных шпинелевых лерцолитов до истощенных шпинелевых гарцбургитов и даже шпинелевых дунитов.

В породах «черной» серии большую роль играют Al-Ti-авгиты и водосодержащие фазы, такие как роговая обманка (керсутит) и флогопит: это клинопироксениты, амфиболовые пироксениты, горнблендиты и др., а также мегакристы (обломки крупных кристаллов) Al-Ti-авгита, керсутита, оливина, ильменита, санидина и др. В мегакристах, особенно керсутите, часто встречаются многочисленные газовые пустотки, что свидетельствует о происхождении пород этой серии за счет высокоплотных флюидов/расплавов, проникавших в трещины отрыва в верхней охлажденной кайме растекающейся головной части мантийного плюма.

Таким образом, судя по составу ксенолитов, эта охлажденная кайма была образована матрицей, состоящей из не очень гомогенизированной смеси в разной степени деплетированного и метасоматизированного ультрамафического материала «зеленой серии», и жил пород «черной серии», кристаллизовавшимися из высокоплотного флюида/расплава. Такие же флюиды, судя по минеральному составу метасоматизированных перидотитов, являлись и агентами мантийного метасоматоза.

### Мантийные флюиды

На примере ксенолитов в плио-четвертичных базальтах вулканических плато Харрат-Аш-Самах [11] и района грабена Эль-Габ в Южной Сирии [12] было выявлено существование двух агентов мантийного метасоматоза, аналогичных установленным в ксенолитах из внутриплитных базальтов Европы [9]. Более ранний из них карбонатитового типа, происходил в скрытой форме при проникновении легкоподвижного низкосиликатного богатого CO<sub>2</sub> флюида или расплава и привел к обогащению пород LP3Э, Na, Th, U и Ba.

Второй, силикатный тип флюида/расплава, проявившийся непосредственно перед извержением, характеризовался привнесением Ti, Fe, P, K, Nb, Ta, Cs и других несовместимых элементов; присутствие водосодержащих фаз свидетельствует о наличии в этом агенте метасоматоза воды. С этим событием связывается появление в перидотитах линзочек затвердевшего вторичного расплава, родоначального для пород «черной серии» [11, 12].

Именно эти мантийные флюиды, присутствовавшие в зоне генерации магм в основном и определяли геохимию базальтов, т. е. матрикс в зоне плавления был представлен истощенными перидотитами.

Согласно [8, 11, 12], перидотитовые фазы произошли с глубин (0.8–1.4 GPa) at 900–980 °C; пакеты вторичного расплава формировались на глубинах 21–27 км (0.7–0.9 GPa) при 826–981 °C. Из этого следует, что верхняя кромка головы плюма могла достигать глубин 20–21 км, и что толщина верхней охлажденной каймы была, вероятно, около 5–6 км, а зона адиабатического плавления, скорей всего, располагалась на глубинах 30–40 км. Поскольку практически все мантийные ксенолиты в базальтах континентов во всем мире имеют аналогичные характеристики, именно на таких глубинах и происходит адиабатическое плавление головных частей мантийных плюмов в условиях континентальной коры.

Существует распространенная точка зрения, что щелочные и толеитовые базальты возникают при разных *PT* параметрах. Однако результаты изучения мантийных ксенолитов в базальтах позволяют предложить другое объяснение.

Агенты мантийного метасоматоза неравномерно пропитывают перидотитовый матрикс, приводя к гетерогенности плавящихся субстратов. Поэтому в зависимости от концентрации состава флюидов в зоне плавления, новообразованные расплавы могут оказаться по разные стороны от плоскости критической недосыщенности кремнеземом (Иодер и Тилли, 1962) и изначально могут быть щелочными или толеитовыми.

### Выводы

1. Судя по составу мантийных ксенолитов во всех проявлениях внутриплитного базальтового магматизма, мантийные плюмы, зарождавшиеся на границе жидкого ядра и мантии, были образованы сходным по составу веществом, состоящим из шпинелевых перидотитов (преимущественно лерцолитов) и геохимически-обогащенного межзернового флюида/расплава, связанного, скорее всего, с дегазацией внешнего жидкого ядра.

2. Согласно геологическим и термобарометрическим данным, головные части плюмов пересекали магматическую нижнюю кору и достигали сиалической верхней коры на глубинах около 20 км.

3. Обе серии мантийных ксенолитов («зеленая» и «черная» серии) являются фрагментами верхней охлажденной каймы мантийного плюма над зоной адиабатического плавления в его головной части. Они представляют собой два главных типа материала, участвовавшего в плавлении. Первыми выплавками являлись обогащенные флюидами щелочные Fe-Ti базальты, а толеиты обычно появлялись позже.

4. Возникновение этих двух главных типов мантийных расплавов в КИП, по-видимому, связано не столько с *PT*-параметрами в зоне адиабатического плавления, сколько с флюидным режимом в головных частях плюмов, благодаря чему выплавки изначально могли располагаться по разные стороны плоскости критической недосыщенности кремнеземом. По мере истощения флюидных компонентов в плавящейся матрице выплавки окончательно переходят в область насыщенных SiO<sub>2</sub> составов, обеспечивая толеитовый характер магматизма главных стадий развития КИП.

### Литература

1. Артюшков Е.В. Физическая геодинамика. М.: Наука, 1993.
2. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010, 605 с.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: Наука, Филиал ГЕО, 2001, 409 с.
4. Иодер Г.С., Тилли Э.К. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
5. Кривоуцкая Н.А. // Докл. АН. 2011. Т. 439. № 4. С. 523–527.
6. Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. Ред. Е.Е. Лазыко и Е.В. Шарков. М.: Наука, 1988, 508 с.
7. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Часть 1. М.: Мир, 1985. 374 с.
8. Шарков Е.В., Снайдер Г.А., Тейлор Л.А. и др. // Геохимия, 1996. № 9. С. 819–835.
9. Downes H. // J. of Petrology. 2001. Vol. 42, Iss. 1. P. 233–250.
10. Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge Univ. Press, 2014.
11. Gibson, S.A., Thompson, R.V., Dickin, A.P. // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 174. P. 355–374.
12. Ismail, M., Delpech, G., Cottin, J. Y. et al. // In: Coltorti, M., Grégoire, M. (Eds.), Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle. Geological Society Special Publication. 2008. V. 293. P. 223–251.
13. Ma, G.S.-K. Wang, K.-L., Malpas, J. et al. // in: Mantle heterogeneities (Ed. F. Deschamps). Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, 2015. № 1841. Taipei, Taiwan.
14. Maruyama, Sh. // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. N 1. P. 24–49.

## ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ (ПО ДАННЫМ ОПРЕДЕЛЕНИЯ U-Pb ВОЗРАСТА И ИЗОТОПОВ Hf В ЦИРКОНАХ ИЗ КСЕНОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК)

Шацкий В.С.<sup>1,2,3</sup>, Мальковец В.Г.<sup>2,4</sup>, Белоусова Е.А.<sup>4</sup>, Гриффин В.Л.<sup>4</sup> О'Рэйлли С.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, shatsky@igc.irk.ru,

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск

<sup>4</sup>Национальный исследовательский центр GEMOC, Университет Маккуори, Сидней, belousova@mq.edu.au

На основании датирования цирконов из коровых ксенолитов кимберлитовых трубок Алаakit-Мархинского и Далдынского полей U-Pb методом и анализа изотопов гафния выделены этапы эволюции земной коры Якутской алмазонасной провинции Сибирского кратона.



В Алакит-Мархинском поле датировались цирконы из ксенолит мафического гранатового гранулита трубки Юбилейная и из ксенолитов гранат-биотитовых сланцев трубки Комсомольская. В Далдынском поле датировались цирконы ксенолитов мафических гранатовых гранулитов из кимберлитовых трубок Удачная и Ленинградская. Температуры равновесия мафических гранулитов лежат в интервале 650–850 °С, а давления 7,5–13 кбар. Температуры равновесия гранат-биотитовых сланцев лежат в интервале 530–570 °С.

Цирконы из мафических гранулитов кимберлитовых трубок Удачная, Ленинградская и Юбилейная имеют округлые очертания и характеризуются отсутствием осцилляторной зональности.

У образца гранатового гранулита (Уд-01-44) из трубки Удачная (Grt+Cpx+Amph+Pl) нижнее пересечение дискордии с конкордией, где группируется основная масса точек, отвечает возрасту  $1780 \pm 36$  млн л., а верхнее возрасту  $2568 \pm 92$  млн л. Значения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов варьируют от 1722 до 2530 млн л. На графике плотности вероятности выделяется два основных пика, отвечающих возрастам 1876 и 1980 млн л. В ксенолите гранатового гранулита Уд 66-01 (Grt+Opx+Cpx+Bt+Pl+Ilm) были продатированы только четыре зерна циркона. Средневзвешенное значение возраста –  $1792 \pm 14$ . Цирконы из мафического гранулита Л 9-02 (Grt+Pl+Cpx+Amph+Bt+Scp) трубки Ленинградская ложатся на конкордию в интервале от 1877 до 1987 млн л. В одном зерне циркона центральная часть имеет возраст  $1971 \pm 12$  млн л, а кайма  $1877 \pm 12$  млн л. На графике плотности вероятности выделяется два пик с возрастными 1904 и 1975 млн л. Средневзвешенное значение возраста 8 зерен циркона –  $1975 \pm 8$  млн л.

Цирконы из гранатового гранулита Юб 27-02 (Grt+Pl+Cpx+Opx) трубки Юбилейная дают средневзвешенное значение возраста –  $1859 \pm 13$  млн л.

Цирконы из гранат-биотитовых сланцев (Grt+Bt+Pl+Kfs±Scp±Qtz) трубки Комсомольская демонстрируют разнообразие внутреннего строения и показывают большой диапазон возрастов.

В образце К 69-02 у всех цирконов, за исключением двух зерен, наблюдаются внутренние ядра с осцилляторной зональностью. В этом образце фиксируется несколько событий. Наиболее ранние тектоно-термальные события фиксируются в ядрах цирконов демонстрирующих зональность. В зерне 15 идиоморфное ядро с зональностью имеет возраст 2883 млн л, в то время как возраст каймы значительно моложе (меньше 2 млн л.). В зерне 16 центральная часть имеет конкордантный возраст  $2418 \pm 11$  млн л., а кайма  $1873 \pm 11$  млн л. Значительная часть зерен ложится вблизи конкордии между возрастными 1,8–1,9 млрд л. Цирконы с возрастными больше 2 млрд л и осцилляторной зональностью присутствуют в образце кристаллосланца К 45-02. Верхнее пресечение дискордии с конкордией дает возраст  $2426 \pm 97$  млн л, а нижнее  $1818 \pm 64$  млн л. Большинство точек ложатся на конкордию со средневзвешенным значением  $1842 \pm 65$  млн л. На графике плотности вероятности выделяется главный пик 1845 млн л.

Цирконы из ксенолитов кристаллических сланцев других образцов (К 68-04, К 72-03, К 67-04, К 3-02, К 19-04) характеризуются отсутствием ростовой зональности и дают диапазон возрастов в интервале от 1,84 до 2 млрд л.

Разброс в конкордантных возрастах цирконов может интерпретироваться либо как следствие удаления свинца, либо как рост новых цирконов. Сочетание данных определения возраста цирконов U-Pb методом с изотопным составом гафния дает возможность определить имело место перекристаллизация зерен циркона в ходе тектоно-термального события или происходило удаление свинца. Ранее было показано [1,2], что при процессах, которые модифицируют U-Pb систему, в цирконах могут сохраняться начальные изотопные отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ . В результате этого конкордантные и дискордантные зерна циркона, показывающие широкий диапазон возрастов, будут иметь практически одинаковые изотопные отношения гафния. Омоложение возраста цирконов, как следствие удаления свинца, увеличивает значения и уменьшает величину  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  [1].

В образце мафического гранулита из трубки Удачная Уд 01-44 у цирконов, несмотря на большой диапазон значений возраста (от 1722 до 2530 млн л.), наблюдаются небольшие вариации в отношениях изотопов гафния ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  0,28107–0,281168). Это свидетельствует о том, что разброс возрастов определяется потерей свинца. Модельный возраст TDM варьирует в узком интервале (2,83–3,09 млрд л.). Значительно более древние значения имеет (3,28–3,79 млрд л.). Однако только для циркона с близким к конкордантному значению возраста (2,5 млрд л) можно считать реалистичным величину возраста двухстадийной модели (3,37 млрд л).

Цирконы из ксенолита гранатового гранулита Уд 01-66 характеризуются высокими величинами отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  (0,281678). Величина модельного возраста TDM  $2,15\text{--}2,19$  млрд л., а  $2,36\text{--}2,41$  млрд л.

Возраста цирконов из мафического гранулита (Л 9-02) кимберлитовой трубки Ленинградская показывают относительно узкий интервал (от 1877 до 1987 млн л). При этом наблюдаются значительные вариации отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  (0,281197–0,281543). Модельные возраста (TDM) лежат в интервале 2,35–2,8 млрд л., а 2,6–3,28 млрд л. Разброс в значениях модельного возраста и  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  (от 1,4 до –12,6) свидетельствует о добавлении ювенильного компонента в процессе перекристаллизации цирконов.

Цирконы мафического гранулита трубки Юбилейная, дающие средневзвешенное значение  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста  $1859 \pm 13$ , имеют незначительные вариации отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  и значений модельного возраста (2,51–2,59 млрд л.).

В образце кристаллического сланца К69-02 из трубки Комсомольская у зерна циркона несмотря на большие различия в величинах возраста ядра (2,88 млрд л) и каймы (2 млрд л.) не наблюдается вариаций в изотопном составе гафния. Это свидетельствует о том, что молодые возраста кайм цирконов обусловлены потерей свинца, а не этапом роста. В то же время в более молодой популяции цирконов этого образца наблюдается значительный разброс в отношениях изотопов гафния. Среди этих цирконов выделяется две группы, с относительно низкими (от 0,280946 до 0,281273) и высокими (от 0,281713 до 0,281462) изотопными отношениями  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ . Модельный возраст (TDM) цирконов первой группы дает значения в интервале от 2,7 до 3,13 млрд л., а второй от 2,11 до 2,44. Значения  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  во второй группе варьируют от +4,7 до -3,9. Это дает основание полагать, что рост цирконов второй группы проходил с добавлением ювенильного материала. В то же время цирконы первой группы испытали этап потери свинца.

Цирконы из образца К 45-02, демонстрирующие большой разброс в значениях конкордантных возрастов показывают относительно узкий интервал значений TDM (2,68–3,15 млрд л).

В образце К 3-02 цирконы имеют высокие значения  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (от 0 до -4,6). Полученные значения модельного возраста TDM лежат в узком интервале (2,28–2,42 млрд л). Близкие значения получены и для (2,5–2,74).

Полученные данные свидетельствуют о том, что кора Мархинского террейна, (согласно тектонической схеме [3]) была образована в палеоархее (> 3,2 млрд л). Наиболее раннее тектоно-термальное событие фиксируется в цирконах гранат-слюдяных сланцев (2,89 млрд л). Второй этап (2,4 млрд л) фиксируется в цирконах из ксенолитов гранатового гранулиты Уд 01-66, а также из ксенолитов гранат-слюдяных сланцев (К 69-02, К 45-02). В палеопротерозое (1,97–2,0 млрд л) нижняя и средняя кора были частично переплавлены с привнесением ювенильного материала. Максимальное значение возраста события, с которым связано добавление ювенильного материала, не превышает 2,1 млрд л., о чем свидетельствуют Hf модельные возраст ряда цирконов.

Возраст значительной части цирконов из ксенолитов попадает в интервал 1,8–1,9 млрд л. Такие значения возраста широко распространены среди пород гранулитовой фации Анабарского щита и интерпретируются [3] как отражающие этап коллизии. Плаченные нами данные позволяют высказать мнение, что эти возраста отвечают времени закрытия U-Pb системы цирконов в процессе охлаждения, после тектоно-термального события, в ходе которого происходило добавление ювенильного компонента.

#### Литература

1. Zheng J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Lu F., Yu C., Zhang M., Li H. U-Pb and Yf-isotopes of zircons in mafic xenoliths from Fuxian kimberlites: evolution of the lower crust beneath the North China craton// *Contrib Mineral Petrol.* 2004, 148, P. 79–103
2. Gerdes A., Zeh A. Zircon formation versus zircon alteration – New insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, 2010, 261, P. 230–243.
3. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З., Ротман А.Я., Спецюз С.В., Макеев А.Ф., Зинчук Н.Н., Манаков А.В., Серенко В.П. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы. *Стратиграфия, геологическая корреляция*, т. 14, № 6. С. 3–24.

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Юткина Е.В.<sup>1</sup>, Носова А.А.<sup>1</sup>, Ларионова Ю.О.<sup>1</sup>, Шумлянский Л.В.<sup>2</sup>, Альбеков А.Ю.<sup>3</sup>, Каргин А.В.<sup>1</sup>, Кондрашов И.А.<sup>1</sup>

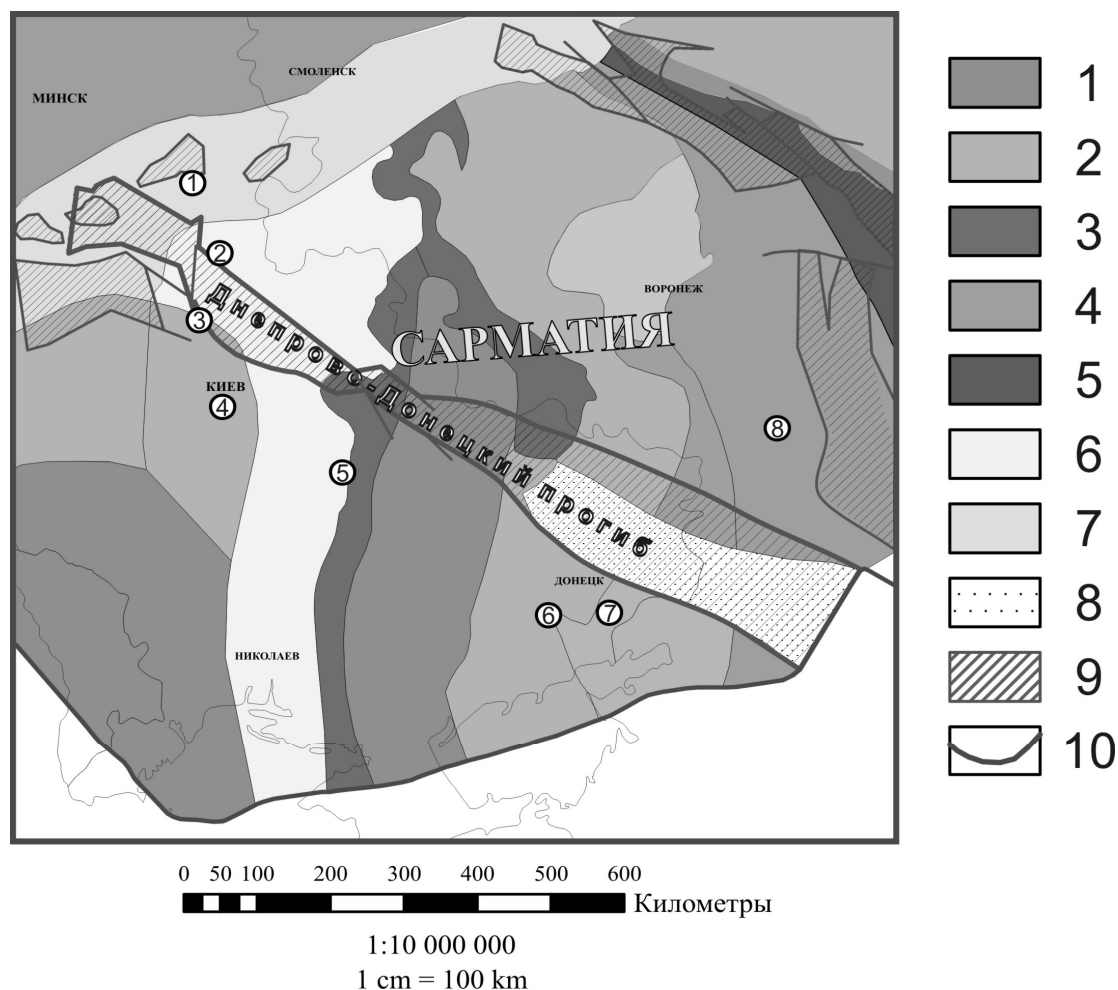
<sup>1</sup>ИГЕМ РАН, г. Москва, [eyutkina@gmail.com](mailto:eyutkina@gmail.com).

<sup>2</sup>ИГМР НАН Украины, г. Киев, [lshumlyansky@yahoo.com](mailto:lshumlyansky@yahoo.com)

<sup>3</sup>ВГУ, г. Воронеж, [sashaalb@list.ru](mailto:sashaalb@list.ru)

Позднепалеозойский период на Восточно-Европейской платформе ознаменовался существенной перестройкой структурного плана, которая сопровождалась активной магматической деятельностью. Петрогенетические особенности и эволюция этого магматизма чаще всего описываются «плюмовыми» моделями [1, 2]. Существует также точка зрения, что формирование девонских рифтов и их магматизм могли быть связаны с тыловодужными процессами [3]. Наконец, ряд исследователей связывает позднепалеозойский магматизм ВЕП с крупномасштабными сдвигами в литосфере, происходившими за счет относительного движения плит и разворота самой ВЕП [4]. В качестве источника расплавов в этой модели предполагается литосферная мантия, метасоматизированная астеносферными выплавками.

В рамках изучения позднепалеозойского магматизма юга ВЕП нами проводятся детальные исследования вулканогенных пород девонского возраста, широко распространенных на территории Беларуси (Припятский прогиб, Жлобинская седловина), Украины (Днепровско-Донецкая рифтовая система) и России (Воронежский кристаллический массив) (рис. 1).



**Рис. 1. Тектоническая схема палеократона Сарматия с зонами полеозойских и мезопротерозойских рифтовых структур [5].**

Условные обозначения. 1–2 архейские блоки: 1 – палео- и мезоархейского возраста; 2 – архейского возраста, сильно переработанные в палеопротерозое; 3–7 – палеопротерозойские комплексы: 3 – внутриплитные вулканогенно-осадочные; 4 – преимущественно вулканогенно-осадочные в аккреционных орогенах; 5 – преимущественно плутонические в аккреционных орогенах; 6 – в коллизионных орогенах; 7 – активных континентальных окраин; 8 – глубоко погруженные участки кристаллического фундамента; 9 – палеозойские и мезопротерозойские рифтовые структуры; 10 – граница ВЕП.

Цифрами показаны девонские магматические породы: 1 – Жлобинской седловины; 2 – Припятской впадины; 3 – Брагинско-Черниговского выступа; 4 – Днепровской впадины; 5 – Белоцерковского выступа; 6 – юго-западной части Донбасса в зоне сочленения с Приазовским кристаллическим массивом; 7 – Восточного Приазовья; 8 – Воронежского кристаллического массива.

Наиболее ранняя стадия позднедевонской магматической активизации Припятского прогиба проявилась на начальном этапе рифтогенеза в центральной части Жлобинской седловины, на значительном удалении от образовавшегося позднее рифтового грабена [6]. В северном борту Припятской описаны трубки взрыва пикритов, мелилититов и ультраосновных фойдитов, а также нефелин-лейцитовые пикриты, переходные к нефелин-оливиновым мелалейцититам [7]. Для этих пород отмечаются большие вариации отношения  $K_2O/Na_2O$  (от 0.9 до 30),  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ . К северо-восточной части Припятской впадины приурочены щелочные и субщелочные трахиты, трахиандезиты, трахибазальты, оливиновые и лейцитовые нефелиниты и меланефелиниты, лейцититы и мелалейцититы, гиалопикриты и щелочные пикриты. Породы отличаются довольно высокими содержаниями щелочей, обеднены  $SiO_2$ , обогащены Ti.

Девонский магматизм Днепровско-Донецкой системы рифтов развит весьма широко в ее центральной части. Так, на Брагинско-Черниговском выступе известны толщи щелочных базальтов, трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, оливиновых базальтов, ортофиоров, липаритов. Для вулканитов отмечаются повышенные содержания Ti, Fe, щелочей (с преобладанием K над Na) при дефиците SiO<sub>2</sub>. В большинстве соляных куполов Днепровской впадины присутствуют диабазы, сопоставляемые с оливин-пироксеновыми базальтами жильной фации девонского вулканизма ДДВ [8]. К Белоцерковскому выступу приурочены слюдяные пикриты, пикритовые порфириды, нефелиновые базальты и эпилейцититы, трахиты, меланитовые и нефелиновые пироксениты, мельтейгиты и ийолиты.

Довольно разнообразен позднепалеозойский магматизм зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом. Полученные нами геохимические данные (ICP-MS) для магматитов юго-запада Донбасса, в том числе для пироксенитов и базальтов Покрово-Киреевского массива, пикробазальтов и базальтов Стыльского и Комсомольского участков (близ Волновахи), а также трахибазальтов, базальтов и трахитов (выходы пород вдоль р. Кальмиус) свидетельствуют о довольно высокой степени обогащения изученных пород редкими элементами (рис. 2), в том числе LREE (значения (La/Yb)<sub>n</sub> варьируют от 11.4 до 29.8).

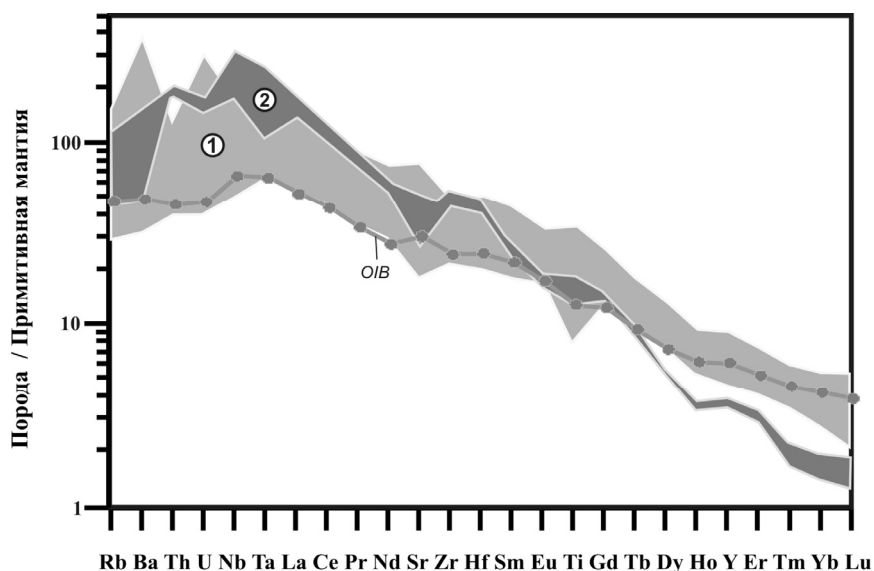


Рис. 2. Распределение редких элементов в породах юго-западной части Донбасса (данные для примитивной мантии даны по [9]). Цифрами показаны:

1 – базальты и трахибазальты Приазовья, 2 – кимберлиты Восточно-Приазовского комплекса

В пределах Восточного Приазовья известны кимберлиты и сопутствующие им базальтоиды. Нами [10] были проведены комплексные петролого-геохимические, в том числе и изотопные, исследования этих пород и сделан вывод о том, что формирование указанной ассоциации происходило из разных мантийных источников – близких BSE (кимберлиты) и промежуточных между BSE и PREMA (базальты).

На юго-востоке Воронежского кристаллического массива (ВКМ) палеозойский рифтогенный магматизм проявился в среднем и позднем фране. Для базальтов и долеритов трех площадей (Новохоперской, Советской и Калачеевской) полученные нами геохимические (ICP-MS) и изотопные данные (Sr, Nd) позволили выявить, по крайней мере, три типа вулканитов, сменяющих друг друга в вертикальном разрезе – от самых древних (ранние выплавки) базальтоидов через базальты OIB-типа до типичных континентальных толеитов. При этом первая группа характеризуется повышенными содержаниями HREE элементов (рис. 3), значения (La/Yb)<sub>n</sub>=3.5–5.1, (La/Sm)<sub>n</sub>=1.9–2.6, (Gd/Yb)<sub>n</sub>=1.5–1.6, отмечаются минимумы Nb, Sr и Ti, что, вероятно, может быть связано с коровой контаминацией исходного расплава. Вторая группа вулканитов близка базальтам OIB-типа с более низкими содержаниями редких элементов, в том числе и REE (значения отношений (La/Sm)<sub>n</sub>=1.8–2.4, (Gd/Yb)<sub>n</sub>=1.4). Для более поздних выплавок (третья группа) отметим максимум Sr, минимумы Th, Nb, Y, низкую степень фракционирования REE (отношение (La/Yb)<sub>n</sub>=1.74–2.41, (La/Sm)<sub>n</sub>=1.2–1.5, (Gd/Yb)<sub>n</sub>=1.4–1.5). Для выделяемых групп вулканитов также информативны значения отношений (Nb/La)<sub>PM</sub> и Ce/Y (0.4–0.6 и 1.3–1.5 для контаминированных разностей, 0.9 и 1.0 для OIB-типа пород, 0.7–0.8 и 0.7–0.9 в континентальных толеитах соответственно). Обращают на себя внимание и изотопные параметры <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и εNd. Так, из всех изученных вулканитов породы первой группы имеют минимальные значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (от 0.7034 до 0.7036) и εNd=0.1, базальты OIB-типа показывают <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.7043 и εNd=3, а для поздних выплавок значения данных параметров составляют <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.7045–0.7048 и εNd=2.1–3.5.

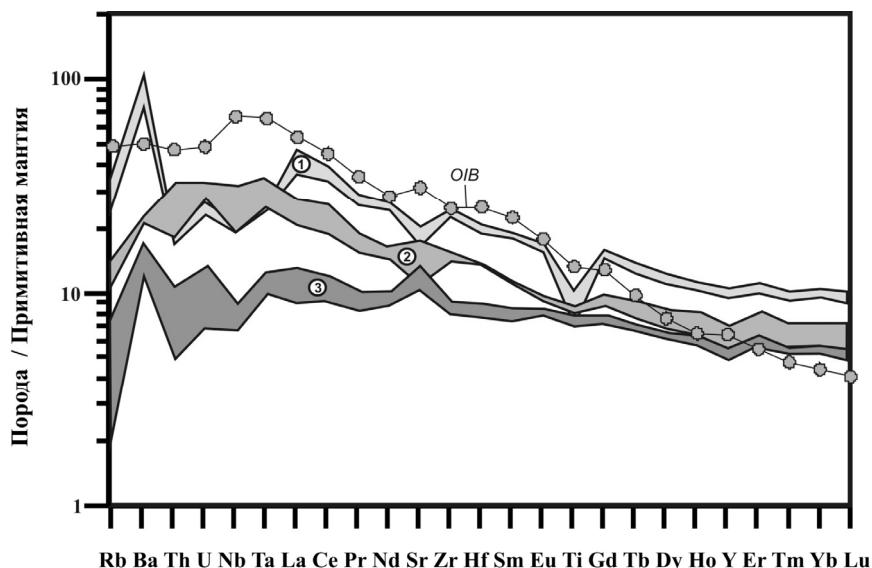


Рис. 3. Распределение редких элементов в девонских вулканитах ВКМ (данные для примитивной мантии даны по [9]). Цифрами показаны:

1 – ранние выплавки с признаками коровой контаминации, 2 – базальты OIB-типа, 3 – континентальные толеиты

Указанные геохимические параметры позволяют сделать вывод о том, что наиболее ранние вулканиты юго-востока ВКМ (первая группа), по-видимому, формировались из расплава, который довольно долгое время находился в коре, где и происходила контаминация этого расплава с обогащением легкими редкими элементами. Отмечаемые в породах этой группы изотопные характеристики (низкое значение величины  $\epsilon\text{Nd}$  наряду с примитивным (низкорadioгенным) изотопным составом Sr), по нашему мнению, объясняется тем, что исходный расплав контаминировался именно нижнекоровым веществом. Кроме того, геохимические и изотопные особенности изученных вулканитов ВКМ указывают на их формирование из разных источников, дифференцированных по глубине. Таким образом, эволюция девонского базальтового магматизма ВКМ аналогична таковой в Днепровско-Донецком рифте со сменой характера магматизма от более глубинных щелочно-мафитовых ассоциаций к базальтам типичных континентальных толеитов.

### Литература

1. Wilson M., Lyashkevich Z.M. Magmatism and geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform // *Tectonophysics*. 1996. № 268 P. 65–81.
2. Torsvik T.H. et al. Plate tectonics and net lithosphere rotation over the past 150 My // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 291. Is. 1-4. P. 106–112.
3. Шеремет Е.М. и др. Геолого-геофизические критерии рудоносности и металлогения областей субдукции Украинского щита // Донецк: «Ноулидж» (Донецкое отд.). Под ред. Анциферова. А.В. УкрНИМИ. 2011. 285 с.
4. Chalov-Prat et al. Late Devonian and Triassic basalts from the southern continental margin of the East European Platform, tracers of a single heterogeneous lithospheric mantle source // *J. Earth Syst. Sci.* 2007. № 6. P. 469–495
5. Самсонов А.В., 2015
6. Махнач А.С. и др. Геология Беларуси. Минск: ИГН НАН Беларуси. 2001. 815 с.
7. Веретенников Н.В., Корзун В.П., Махнач А.С., Лапцевич А.Г. Верхнедевонские вулканогенные образования района Уваровичей // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45. № 1.
8. Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова Думка, 1977. 177 с.
9. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.
10. Юткина Е.В. и др. Sr-Nd-изотопия и ICP-MS-геохимия кимберлитов Восточного Приазовья, их возраст и природа литосферного источника // Доклады Академии Наук. 2003. Т. 391. № 1. С. 108–111.

**Петрография  
магматических  
и метаморфических пород  
Арктического региона  
России**





**ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И ФОРМИРОВАНИЕ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ****Акинин В.В.***ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им Н.А.Шило ДВО РАН,  
г. Магадан, e-mail: akinin@neisri.ru*

Из фундаментальных геологических проблем восточной Арктики наиболее слабо изученными остаются вопросы происхождения Амеразийского бассейна, возраст и распространенность древней континентальной коры на шельфах Чукотского, Восточно-Сибирского и моря Лаптевых, роль в этом магматизма [1–3]. Надежные и хорошо документированные данные могут быть собраны на островах и арктическом побережье этих морей. Однако изученность геологических комплексов в этих районах современными петрологическими и изотопно-геохимическими методами остается все ещё очень слабой из-за логистически сложной организации полевых работ в удаленном и покрытом льдом регионе. В настоящем сообщении представлены новые результаты исследования гранитоидов, мигматитов и гнейсов на арктическом побережье Чукотки и Аляски, а также на острове Жохова в архипелаге Де-Лонга с акцентом на всестороннее исследование циркона. Большая часть этого региона объединяется в кристаллический блок/террейн Арктическая Аляска-Чукотка (ААЧ) по [4], или Арктида [5].

В магматической истории арктической Чукотки наиболее отчетливо выделяются докембрийские гранито-гнейсовые купола и выступы, которые перекрываются палеозойскими и мезозойскими осадками. До 90-х годов прошлого столетия древнейшие метаморфические породы ААЧ на государственных геологических картах изображались как архейские. Однако первые единичные U-Pb датировки циркона из таких пород на о. Врангеля, Чукотском п-ве и п-ве Сьюард [3, 6] показали неопротерозойский возраст протолита. В архипелаге Де-Лонга, который характеризует западную изолированную часть ААЧ, до последнего времени породы фундамента были практически не исследованы. Такую возможность мы получили, исследовав коровые ксенолиты в щелочнобазальтовых вулканах о. Жохова в Восточно-Сибирском море (152°42' в.д., 76°08' с.ш.). Остров целиком сложен позднеогеновыми и четвертичными щелочными базальтами с мантийными ксенолитами лерцолитов, обстоятельно изученных С.А.Силантьевым и соавторами [7]. Возраст извержений базальтов оценивался с помощью K-Ar метода по валовым пробам от 10 до 1.2 млн лет. Наши новые датировки тем же методом, но предваряемых специальной пробоподготовкой, ограничили возраст извержений более узким интервалом от 3.5 до 1 млн лет. По результатам полевых работ 2013 г, на платообразной поверхности острова выделены семь отдельных вулканических центров, сложенных шлаковыми полуконусами и рассекающими их дайками и некообразными телами массивных базанитов. В береговых обрывах (мысы Таймыр, Западный, Высокий) наблюдались от двух до пяти субгоризонтально залегающих индивидуальных потоков лав мощностью от 1 до 5 м, разделенных сильно вспененными, окисленными и пузыристыми лавами и шлаками. Общий объем изверженных щелочнобазальтовых магм на острове оценен в 2,93 км<sup>3</sup>. Расчеты потенциальной температуры мантии по составу базанитов не выявили признаков аномального температурного режима вулканизма, характерного для плюмовых источников. В популяции ксенолитов преобладают мантийные шпинелевые лерцолиты двух типов – грубозернистые с протогранулярной структурой фертильного геохимического типа и мелкозернистые деформированные лерцолиты и гарцбургиты с гранобластовой структурой, деплетированного геохимического типа. Редкие коровые ксенолиты относятся большей частью к захваченным породам неглубокозалегающего фундамента, т. е., строго говоря, они являются верхнекоровыми. Очевидных признаков глубинных нижнекоровых разностей, наподобие описанных в [8] мафических гранулитов и габброидов, не обнаружено. Среди коровых ксенолитов отмечаются в порядке уменьшения распространенности песчаники и мраморизованные известняки, гранитогнейсы, пегматиты. Цирконы из ксенолитов гранитогнейсов неопротерозойские (U-Pb даты от 660 до 600 млн лет), для них характерны близкие к мантийным изотопные метки Hf и  $\delta^{18}\text{O}$ . Первичные изотопные отношения Hf в исследованных цирконах магматических и осадочных пород ксенолитов закономерно варьируют, согласуются с этапом ювенильного корообразования в позднем неопротерозое и последующей модификации коры в течение фанерозоя.

Удивительно хорошо с вышеизложенным согласуются результаты исследования разновозрастных горных пород, обнаженных на восточной Чукотке и Аляске. Обобщение геологических данных и новые исследования позволяет выделить шесть главных эндогенных событий в корообразующей истории ААЧ: 1) 660–570 млн лет – наиболее древний неопротерозойский гранитный магматизм, даты воспроизводятся для ортометаморфических пород Кооленьского купола, для верхнекоровых ксенолитов о. Жохова, в унаследованных ядрах цирконов из альбских гранитов и мигматитов арктической Чукотки и относятся к протоуральско-тиманской орогении – самому древнему коллизионному событию, более или менее надежно установленному в современной Арктике [5, 2]; 2) 390–360 млн лет – магматизм и метаморфизм в реконструируемой островной магматической дуге, которая прослеживается фрагментарно от Аляски до Чукотки; 3) 250–260 млн лет –

рифтогенный габро-диабазовый магматизм, субсинхронный сибирской провинции LIP; 4) 126–125 млн лет – плюмовая Высокоарктическая гигантская магматическая провинция HALIP [10], прямым отражением события являются проявления базальтов на о. Бенетта, а удаленным, инициированным плюмом – субсинхронный гранитоидный магматизм и вулканизм повышенной щелочности вдоль южного обрамления ААЧ; 5) 109–100 млн лет – гранитоидный магматизм стадии постколлизиионного растяжения вдоль арктического побережья Чукотки, от п. Певек до мыса Дежнева; 6) 90–85 млн лет – известково-щелочной магматизм Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканогенного пояса.

Исследование изотопного состава О и Нf в датированных разновозрастных цирконах позволяет уверенно реконструировать ювенильный этап магмообразования для ААЧ в криогении и эдиакарии, последующие палеозойские и мезозойские магматические события отражают нарастание процессов формирования зрелого корового материала в источнике магм. Неопротезойское событие грубо синхронизируется с завершением распада Родинии и началом сборки нового гипотетического кристаллического блока Арктида-II [11].

*Частично поддержано грантами ДВО РАН 15-I-I-008 и CDRF RUG1-7089-XX-13.*

## Литература

1. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
2. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
3. Amato, J.M., Aleinikoff, J.N., Akinin, V.V., McClelland, W.C., Toro, J. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic–Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska–Chukotka terrane: An overview with new U–Pb ages // Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits. GSA Special Paper 506, 2014. P. 29–57.
4. Churkin, M., Jr., Whitney, J.W., Rogers, J.F. The North American–Siberian connection, a mosaic of craton fragments in a matrix of oceanic terranes // Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, Earth Science Series 1. Houston, TX, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. P. 79–84.
5. Зоненицкая Л.П., Натанов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
6. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandoshko N.V., Lopatin B.G. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian seas, Northeastern Russia, Geological Survey of Canada Bulletin 461. 1993. 101 p.
7. Silant'ev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I., Karpenko S.F., Kostitsyn Y.A. Intraplate magmatism of the De Long Islands: A response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // Russian Journal of Earth Sciences. 2004. V. 6. № 3. P. 153–183.
8. Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентальных окраин севера Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-среднекоревым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 34–73.
9. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., et al. // Gondwana Res. 2010. V. 17. № 2/3. P. 583–601.
10. Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayonchek A., Stolbov N. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province. Geological magazine. 2013. V. 150 (6). P. 1127–1135.
11. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Y. Arctida between Rodinia and Pangea // Precambrian Research 2015. V. 259. P. 114–129.

## ДВА ТИПА ГРАНИТОИДОВ В БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ЗОНЕ ФУНДАМЕНТА ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ

Андрейчев В.Л.<sup>1</sup>, Соболева А.А.<sup>1</sup>, Довжикова Е.Г.<sup>2</sup>, Ронкин Ю.Л.<sup>3</sup>, Миллер Э.Л.<sup>4</sup>, Кобл М.А.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, Сыктывкар, [aa\\_soboleva@mail.ru](mailto:aa_soboleva@mail.ru)

<sup>2</sup>Ухтинский государственный технический университет, Ухта, [dovzh57@yandex.ru](mailto:dovzh57@yandex.ru)

<sup>3</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, [y-ronkin@mail.ru](mailto:y-ronkin@mail.ru)

<sup>4</sup>Стэнфордский университет, Калифорния, США, [elmiller@stanford.edu](mailto:elmiller@stanford.edu)

В верхнедокембрийском фундаменте Печорской плиты, практически повсеместно перекрытым ордовиско-кайнозойским осадочным чехлом, по геофизическим данным и по результатам бурения выделяется Тиманский мегаблок, объединяющий Ижемскую зону и Тиман, и Большеземельский мегаблок в составе Печорской и Большеземельской зон [4]. Граница между мегаблоками проводится по зоне Припечорского и Илыч-Чикшинского глубинных разломов мантийного проникновения, простирающихся в северо-западном

направлении от Урала до Печороморской впадины. Большеземельская зона занимает самую северо-восточную часть плиты, примыкающую к Уралу и Пай-Хою. По геофизическим данным в ее центральной части предполагается блок с континентальной корой, так называемый Хорейверский микроконтинент раннедокембрийского (?) возраста [5]. Следует отметить, что о нахождении в Большеземельской тундре погребенной жесткой глыбы кристаллического фундамента дорифейской консолидации, повлиявшей на простирающие уральских и пайхойских структур, еще в 1919 году писал А.П. Карпинский [6].

Среди магматических пород фундамента значительное место занимают гранитоиды. Они вскрыты скважинами во всех зонах, но наибольшее распространение получили в Ижемской и Припечорско-Ильч-Чикшинской, где они считаются орогенными, связанными с финальными стадиями тиманского тектогенеза – 555–544 млн лет [2]. В Большеземельской зоне гранитоиды вскрыты лишь тремя скважинами [4], по двум из них получены новые геохимические данные и первые U–Pb (SIMS) возрасты цирконов из двух различных типов гранитоидов.

Граниты первого типа вскрыты скв. 26-Восточная Харьяга на глубине 4409–4449 м (забой). Это розовые средне-крупнозернистые породы, состоящие из табличек плагиоклаза (30–35 об.%) и ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата (30–35 об.%), а также кварца (20–25 об.%), биотита и мусковита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, турмалином и гранатом. Вторичные изменения выражаются в серицитизации и карбонатизации плагиоклаза, замещении биотита хлоритом и титанитом и граната – хлоритом. Породы содержат 72.5–74.4 мас. %  $\text{SiO}_2$  и классифицируются как граниты и лейкограниты. Высокие содержания Ba (691–694 мкг/г) при умеренных концентрациях Rb (80–135 мкг/г), Nb (8–11 мкг/г), Th (9 мкг/г), U (1–2 мкг/г), низких Sr (39–57 мкг/г) Zr (26–90 мкг/г), высокие значения K/Rb (497–545) при низких Rb/Sr (1.39–3.43) и Rb/Ba (0.12–0.20) позволяют нам относить эти граниты к лейкократовому подтипу I-гранитов согласно классификации Б. Чаппела и А. Уайта [9]. Граниты характеризуются умеренными суммарными содержаниями редких земель (69–193 мкг/г), обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых (LaN/YbN – 10.7–11.1) и небольшим дефицитом Eu (EuN/EuN\* – 0.7). Они обогащены крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th), обеднены высокозарядными элементами (Zr, Hf, HREE) и не проявляют Ta и Nb аномалий по сравнению с модельным составом гранита COX [8]. Рассматриваемые породы весьма близки по составу к орогенным гранитам, вскрытым рядом скважин в Припечорской зоне разломов [3].

Ко второму типу относятся гранитоиды, вскрытые скв. 2-Ваяк на глубине 4300–4533 м (забой). Эти красно-серые среднезернистые породы состоят из калиевого полевого шпата (35–50 об.%), плагиоклаза (20–35 об.%), кварца (20 об.%), клинопироксена (до 10 об.%), зеленой роговой обманки или зеленого биотита (до 5 об.%). Акцессорные минералы весьма распространены и представлены титанитом, апатитом, цирконом и магнетитом. Вторичные изменения выражены в сосюритизации плагиоклаза, пелитизации калиевого полевого шпата и замещении клинопироксена хлоритом, а биотита – хлоритом и гидроксидами железа. Породы содержат 63.7–68.0 мас. %  $\text{SiO}_2$ , до 4.8 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$  и являются гранодиоритами и граносиенитами. Высокие содержания Ba (558–571 мкг/г), V (38–61 мкг/г), Ni (5–20 мкг/г), Sr (75–495 мкг/г) при умеренных концентрациях Rb (64–133 мкг/г), Nb (11–15 мкг/г), Th (17 мкг/г), U (2–3 мкг/г), относительно высокие значения K/Rb (259–398) при низких Rb/Ba (0.11–0.23) формально позволяют классифицировать эти породы как гранитоиды I-типа. Однако они отличаются от типичных I-гранитов (и гранитов из скв. 26-Восточная Харьяга) более высокими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  (0.78–0.91 мас. %), Y (40–64 мкг/г), Zr (52–407 мкг/г). Суммарные концентрации РЗЭ в этих породах выше, чем в гранитах скв. 26-Восточная Харьяга (231–295) мкг/г, а обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых – ниже из-за более высоких содержаний в них тяжелых РЗЭ (LaN/YbN – 4.3–5.3). На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса [8] составы рассматриваемых гранитоидов расположены в полях внутриплитных гранитов или в областях их перекрытия с полями постколлизийных образований.

Граниты Большеземельской зоны различаются не только по составу, но и по возрасту. Первые данные о возрасте гранитов Большеземельской зоны были получены при Pb–Pb (Pb-evaporation) датировании единичных зерен циркона [7]. В скв. 2-Ваяк средневзвешенный возраст по четырем зернам из обр. 31 (4388–4392 м) составил  $618 \pm 6$  млн лет. В скв. 26-Восточная Харьяга анализировались семь зерен из обр. 30 (4441.1–4449.2 м), но лишь в одном зерне по пяти ступеням испарения получен возраст  $567 \pm 36$  млн лет. В остальных зернах наблюдались возрастные значения, сопоставимые с возрастом цирконов из скв. 2-Ваяк, а также превышающие его и достигающие 1.45 млрд лет.

Дальнейшие геохронологические исследования гранитоидов основывались на Rb–Sr датировании [1]. Изохронный возраст гранитов по породе в целом из скв. 2-Ваяк (5 точек) составил  $615 \pm 7$  млн лет ( $\text{ISr} = 0.70622 \pm 15$ ,  $\text{СКВО} = 0.24$ ). Возраст гранитов из скв. 26-Восточная Харьяга (5 точек породе в целом + 2 точки КППШ) равен  $561 \pm 12$  млн лет ( $\text{ISr} = 0.70457 \pm 78$ ,  $\text{СКВО} = 1.0$ ).

Эти результаты получили подтверждение при U–Pb датировании цирконов в Центре микроанализа Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном микрозонде SHRIMP-RG.

Цирконы из гранитов 26-Восточная Харьяга были отобраны из обр. 30, который использовался для определения Pb–Pb возраста цирконов. Изотопные данные по 10 зернам (U – 183–497 мкг/г, Th – 104–501 мкг/г,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.59–1.26$ ) образуют конкордантный кластер с возрастом  $558 \pm 6$  млн лет (95% уровень достоверности,  $\text{СКВО} = 0.65$ ).

В скв. 2-Веяк анализировались цирконы из обр. 33 (4526–4533 м). В 11 зернах (U – 125–360 мкг/г, Th – 59–196 мкг/г,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  – 0.47–0.92) получены конкордантные датировки в интервале 590–617 млн лет, средневзвешенный возраст составляет  $607 \pm 6$  млн лет (95%, СКВО=4.7).

Таким образом, результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов Большеземельской зоны в совокупности с Pb-Pb и Rb-Sr данными из литературных источников достаточно убедительно указывают на два эпизода гранитоидного магматизма. Первый имел место в конце рифея, практически на границе с вендом, а второй приурочен к границе раннего и позднего венда. Возраст цирконов из двуслюдяных гранитов скв. 26-Восточная Харьяга, равный  $558 \pm 6$  млн лет, согласуется с возрастом орогенных гранитов Припечорской разломной зоны (555–544 млн лет) [2]. Существенно калиевые гранодиориты и граносиениты из скв. 2-Веяк с возрастом  $607 \pm 6$  млн лет имеют черты внутриплитных образований. Магма, продуцировавшая эти гранитоиды, должна была формироваться в зрелой континентальной коре, на что указывает высокорadioгенный изотопный состав стронция. Это предположение согласуется с представлениями [4] о нахождении в центральной части Большеземельской зоны блока с континентальной корой – Хорейверского микроконтинента раннедокембрийского (?) возраста.

*Исследования были выполнены при частичной финансовой поддержке гранта NSF № 0948673, руководитель Э.Л. Миллер.*

### Литература

1. Андреев В.Л., Литвиненко А.Ф. Изотопная геохронология гранитоидного магматизма фундамента Печорской синеклизы. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 68 с.
2. Андреев В. Л., Соболева А. А., Довжикова Е. Г., Миллер Э. Л., Кобл М. А., Ларионов А. Н., Вакуленко О. В., Сергеев С. А. Возраст гранитоидов Припечорской разломной зоны фундамента Печорской синеклизы: первые U-Pb (SIMS) данные // ДАН. 2015 (в печати).
3. Андреев В.Л., Соболева А.А., Довжикова Е.Г., Ронкин Ю.Л., Миллер Э.Л., Кобл М.А., Ларионов А.Н. U-Pb (SHRIMP) возраст коллизионных гранитоидов фундамента Печорской синеклизы // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Материалы II международной геологической конференции. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 10–12.
4. Белякова Л.Т., Богацкий В.И., Богданов Б.П., Довжикова Е.Г., Ласкин В.М. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Ухта: ГУП РК ТП НИЦ, 2008. 288 с.
5. Гецен В.Г. Геодинамическая реконструкция развития северо-востока европейской части СССР для позднепротерозойского этапа // Геотектоника. 1991. № 5. С. 26–37.
6. Карпинский А.П. К тектонике Европейской России // Изв. Акад. наук. 1919. Т. 13. № 12–15. Сер. 6. С. 573–590.
7. Gee D.G., Beliakova L., Pease V., Larionov A., Dovzhikova E. New, single zircon (Pb-evaporation) ages from Vendian intrusions in the basement beneath the Pechora Basin, northeastern Baltica // Polarforschung. 1998 (erschienen 2000). V. 68. P. 161–170.
8. Pearce J.A., Harris N.B.W., and Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
9. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. and Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

## ВОДА В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА: FTIR-ИССЛЕДОВАНИЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПЕРИДОТИТОВ И ПИРОКСЕНИТОВ.

Бабушкина М.С.<sup>1</sup>, Никитина Л.П.<sup>1,2</sup>, Гончаров А.Г.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e-mail: msbab@mail.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский Государственный университет, геологический факультет, Санкт-Петербург, e-mail: lpnikitina2011@yandex.ru, a.goncharov@spbu.ru.

Верхнемантийные ксенолиты в кайнозойских базальтах Северо-Западного Шпицбергена представлены породами перидотитовой (шпинелевые лерцолиты) и пироксенитовой (амфиболсодержащие гранатовые и безгранатовые клинопироксениты, гранатовые клинопироксениты, гранатовые и безгранатовые вебстериты) серий.

Условия равновесия минеральных ассоциаций в перидотитах характеризуются параметрами: 730×1180 °C, 13–27 кбар, фугитивность кислорода от –1.5 до +0.3 лог.ед; в пироксенитах – 1100–1310 °C, 22–33 кбар.

Нормальное распределение катионов в структуре исследованных шпинелей и температуры равновесного распределения  $\text{Fe}^{2+}$  между подрешетками M1 и M2 в ортопироксенах, близкие к температурам кристаллизации мантийных перидотитов и пироксенитов, указывают на высокую скорость выноса базальтовыми магмами мантийных ксенолитов из глубинных зон на поверхность, и, соответственно, сохранность температур и давлений минерального равновесия.

Определение летучих в структуре стехиометрически безводных породообразующих минералов перидотитов и пироксенитов (оливины, ортопироксены, клинопироксены, гранаты) производилось методом инфракрасной Фурье-спектроскопии с использованием неориентированных препаратов зерен минералов, приготовленных в виде плоскопараллельных пластинок, отполированных с двух сторон [1]. Детальные исследования FTIR спектров минералов проводились в области поглощения валентных колебаний ( $\nu$ ) ионов гидроксила  $\text{OH}^-$  ( $3750\text{--}3450\text{ см}^{-1}$ ), валентных ( $3450\text{--}3000\text{ см}^{-1}$ ) и деформационных ( $\delta$ ,  $1850\text{--}1450\text{ см}^{-1}$ ) колебаний молекул кристаллогидратной воды  $\text{H}_2\text{O}_{\text{cryst}}$  (рис. 1), а также в области валентных колебаний характеристических групп  $\text{CH}$  ( $2900\text{--}2850\text{ см}^{-1}$ ) и  $\text{CO}$  ( $2350\text{ см}^{-1}$ ) (рис. 2). Содержание воды (в ppm) в структуре минералов рассчитывалось на основе интегральных интенсивностей полос поглощения валентных колебаний  $\text{OH}^-$  ( $3750\text{--}3450\text{ см}^{-1}$ ) и  $\text{H}_2\text{O}_{\text{cryst}}$  ( $3450\text{--}3000\text{ см}^{-1}$ ), нормализованных к 1 см толщины, с использованием калибровок для пироксенов, оливинов и гранатов, приведенных в статье [2]. В расчетах задавались линии формы “Voigt area G/L” и линейная форма базовой линии. Доли воды и характеристических групп углерода ориентировочно оценивались по соотношению интегральных интенсивностей полос поглощения валентных колебаний связей  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}_2\text{O}_{\text{cryst}}$  и групп  $\text{CH}$ ,  $\text{CO}$ , нормализованных к толщине пластины.

В структурах всех исследованных породообразующих минералов перидотитов и пироксенитов присутствуют ионы  $\text{OH}^-$  (полосы поглощения в области  $3650\text{--}3450\text{ см}^{-1}$ ) и молекулы  $\text{H}_2\text{O}_{\text{cryst}}$ , различающиеся по энергии водородной связи (полосы поглощения в области  $3450\text{--}3000\text{ см}^{-1}$  и  $1650\text{ см}^{-1}$ ).  $\text{H}_2\text{O}^{\text{miner}} = (\text{OH}^- + \text{H}_2\text{O}_{\text{cryst}})$  определено для каждого из минералов. В структуре клинопироксенов вода находится преимущественно в форме ионов  $\text{OH}^-$ , в ромбических пироксенах содержание обеих форм ( $\text{OH}^-$  и  $\text{H}_2\text{O}_{\text{cryst}}$ ) приблизительно одинаково, а в оливинах и гранатах – преимущественно в кристаллогидратной форме. Суммарное содержание воды в структуре оливинов варьирует от 10 до 40 ppm, моноклиновых пироксенов – от 110 до 390 ppm, ромбических пироксенов – от 20 до 60 ppm, гранатов – от 30 до 165 ppm.  $\text{H}_2\text{O}^{\text{miner}} = (\text{OH}^- + \text{H}_2\text{O}_{\text{cryst}})$  возрастает в ряду оливин  $\rightarrow$  гранат  $\rightarrow$  ортопироксен  $\rightarrow$  клинопироксен.

Содержание структурной воды в ксенолите ( $\text{H}_2\text{O}^{\text{xen}} = \sum \text{H}_2\text{O}^{\text{miner}}$ ) рассчитано с учетом модального минерального состава ксенолитов и изменяется в пределах от 24 до 54 ppm.

Подтверждением вхождения воды в структуру мантийных минералов служит уточнение методом монокристалльного рентгеноструктурного анализа структуры хром-диопсида из мантийных шпинелевых перидотитов [3]. Расчет баланса валентностей и разностный синтез позволил локализовать

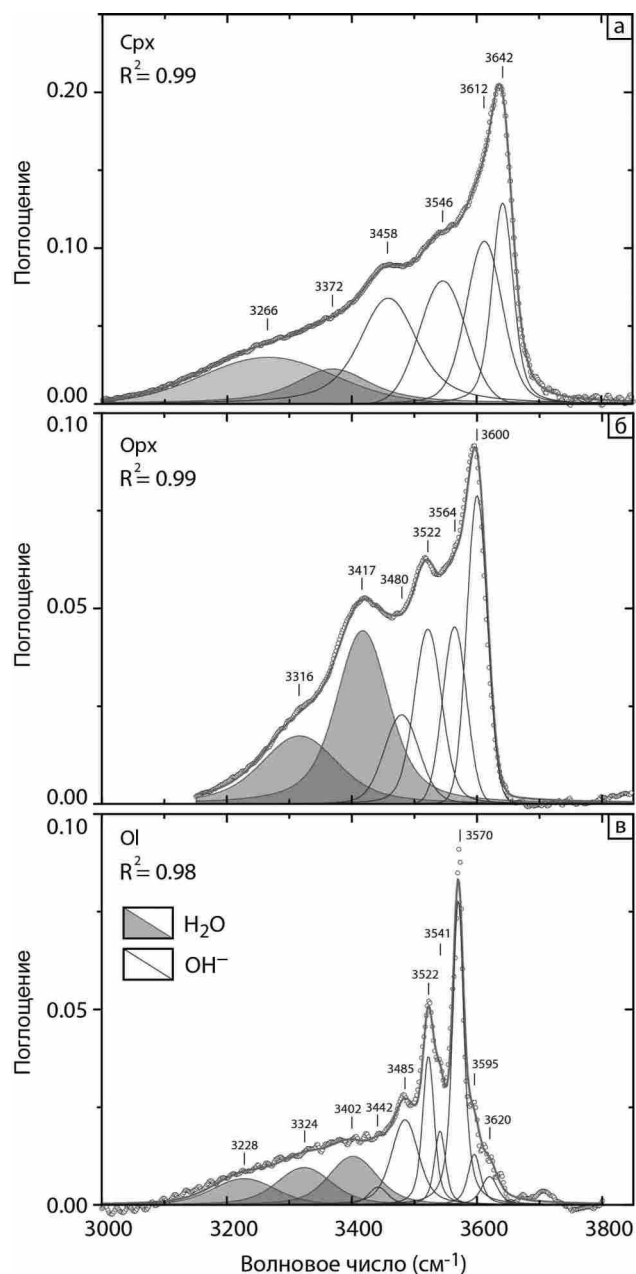


Рис. 1. FTIR спектры клинопироксена (а), ортопироксена (б) и оливина (в) области поглощения валентных колебаний ионов гидроксила (не заштрихованная область) и кристаллогидратной воды (заштрихованная область)



положение протона: водородная связь  $O_3-H \dots O_2$ , расстояние  $O_3-H = 1,04 \text{ \AA}$ , угол  $O_3-H-O_2 = 137^\circ$  и установить позицию  $OH^-$ . Принципиальная возможность сохранности летучих компонентов подтверждается результатами комплексного термического и масс-спектрального анализа оливинов и клинопироксена, в структурах которых эти компоненты сохраняются вплоть до  $1300^\circ\text{C}$ .

О высокой прочности связей летучих со структурами изученных стехиометрически безводных минералов (НАМ) перидотитов и пироксенитов свидетельствует их присутствие в структуре минералов, кристаллизация которых происходила при высоких температурах и давлениях. Устойчивой зависимости содержания воды в ксенолитах  $H_2O^{xch}$  от термодинамических условий ( $T$ ,  $P$ ,  $fO_2$ ) равновесия минералов не установлено. Имеющиеся ограниченные данные позволяют предположить, что суммарное содержание воды в ксенолитах уменьшается с увеличением степени парциального плавления перидотита, и в настоящее время можно говорить о том, что главным механизмом высвобождения воды является плавление мантийных пород [3, 4].

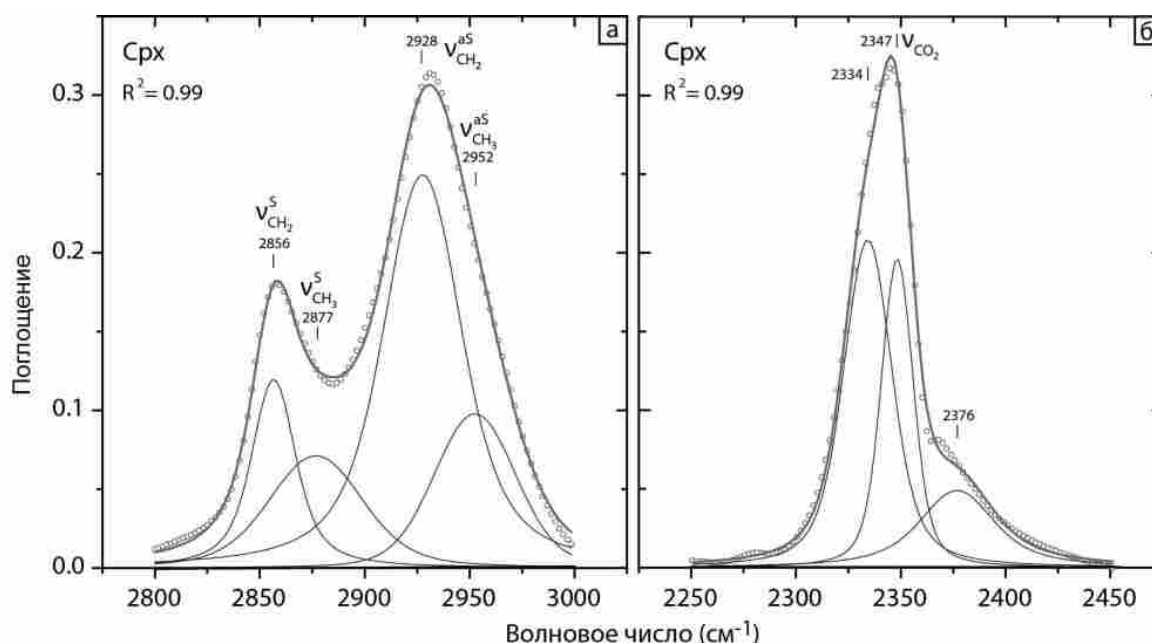


Рис. 2. FTIR спектры клинопироксена в области поглощения валентных колебаний СН (а, симметричные  $v^s$  и антисимметричные  $v^{as}$  колебания связи С-Н в группах  $CH_2$  и  $CH_3$ ) и СО (б, молекула  $CO_2$ )

Состав гипотетического С-О-Н флюида, равновесного (в присутствии свободного углерода) с породами мантии, подстилающей северо-западный Шпицберген, варьирует от водного ( $> 80\% H_2O$ ) до водно-углекислого (около  $60\% H_2O$ ). Флюид становится существенно водным при понижении активности кислорода в системе, однако строгой зависимости изменения окислительно-восстановительных обстановок с глубиной образования ксенолитов не установлено.

Сравнение модельного состава С-О-Н флюида с экспериментальными данными FTIR спектроскопии о соотношении летучих компонентов в перидотитах показывает, что летучие в структуре минералов ксенолитов менее окислены по сравнению с модельным флюидом. По всей видимости, в результате метасоматических процессов, а именно взаимодействия перидотитов с карбонатными расплавами и/или флюидами, изученные образцы, частично представляют собой в разной степени окисленные участки литосферной мантии, тогда как состав летучих компонентов в НАМ, характеризует, относительно восстановленные редокс условия, предшествующие метасоматическим преобразованиям.

## Литература

1. Babushkina M.S., Nikitina L.P., Goncharov A.G., Ponomareva N. I. «Water in the Structure of Minerals from Mantle Peridotites As Controlled by Thermal and Redox Conditions» in the Upper Mantle // *Geology of Ore Deposits*, 2009, Vol. 51, No. 8, pp. 712–722.
2. Bell D.R., Rossman G.R., Moore R.O. Abundance and partitioning of OH in a high-pressure magmatic system: megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa. // *J. Petrol.*, 2004. Vol. 45, No. 8, pp.1539–1564.

3. Бабушкина М.С., Семенова Т.Ф., Петрова М.Н. Растворимость воды и углерода в структуре породообразующих минералов из мантийных ксенолитов в базальтах и кимберлитах // Материалы международной научной конференции Годиное собрание РМО и Федоровская сессия-2012 «Минералогия во всем пространстве сего слова: Проблемы укрепления минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья». 2012. СПб. С. 79–80.

4. Hirschmann, M.M., Tenner, T., Aubaud, C., Withers, A.C., Dehydration melting of nominally anhydrous mantle: The primacy of partitioning. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009, 176(1–2): 54–68.

## ПЕТРОЛОГИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ БАЗАЛЬТОВ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН: ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Гончаров А.Г.<sup>1,2</sup>, Никитина Л.П.<sup>1,2</sup>, Бабушкина М.С.<sup>2</sup>, Боровков Н.В.<sup>3</sup>, Сироткин А.Н.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>СПбГУ, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, e-mail: a.goncharov@spbu.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

<sup>3</sup>Department of Earth and Environmental Science, Ludwig Maximilians Universität, Munich

<sup>4</sup>Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург

**Объекты исследования.** На северо-западе Шпицбергена мантийные ксенолиты обнаружены в лавах и пирокластическом материале трёх четвертичных вулканов Сверре (возраст образования 1.05 млн лет), Халвдан (2.0 млн лет) и Сигурд (2.7 млн лет) [1, 2]. Вулканические постройки, приуроченные к глубинному Брейбогенского разлому, представлены щелочными оливиновыми базальтами [1]. Изученные верхнемантийные ксенолиты представлены породами перидотитовой (шпинелевые лерцолиты) и пироксенитовой (амфиболсодержащие гранатые и безгранатые клинопироксениты, гранатые клинопироксениты, гранатые и безгранатые вебстериты) серий. Основные петролого-геохимические характеристики перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов содержатся, соответственно, в таблицах 1 и 2.

**Таблица 1.** Петролого-геохимические и термобарометрические данные для перидотитовых ксенолитов из щелочных базальтов СЗ Шпицбергена

Образец	Вулк.	Mg#	Cr#	Fe <sup>3+</sup> /ΣFe	T,	P,	lgO <sub>2</sub>	F,	Модальный состав, %			
		Ol	Spl	Spl	°C	кбар	ΔFMQ	%	Ol	Orx	Cpx	Spl
Перидотиты (шпинелевые лерцолиты)												
2161-71	III	0.902	0.166	0.142	930	19	−1.22	28	74	14	10	2
2162-2	III	0.923	0.209	0.225	1060	24	0.28	29	74	18	6	2
2166-10	I	0.902	0.109	0.134	730	13	−0.44	10	59	27	11	3
2166-11	III	0.904	0.163	0.131	1030	23	−1.44	30	83	9	6	2
2166-16	I	0.898	0.133	н.о.	940	20	—	—	—	—	—	—
2166-18	I	0.913	0.139	0.132	930	20	−0.96	24	69	19	9	3
2166-24	I	0.903	0.117	0.182	880	18	−0.36	13	60	27	10	3
2166-25	I	0.927	0.148	0.230	1150	27	−0.17	22	67	24	7	2
2166-26	I	0.912	0.298	0.189	790	15	0.32	28	73	19	7	1
2166-3	I	0.899	0.097	0.124	910	19	−1.06	0	51	33	13	3
2166-6	I	0.906	0.121	0.167	940	20	−1.45	37	85	4	9	2
2166-7	I	0.909	0.168	0.252	1180	27	−0.73	38	84	5	10	1
2166-8	I	0.906	0.139	0.144	770	15	−0.68	27	79	11	7	3
2166-9	I	0.906	0.124	0.144	850	17	−0.78	15	63	26	9	2
2172-24	II	0.901	0.221	0.253	1090	25	−0.57	36	82	10	7	1
CB-51	I	0.906	0.240	н.о.	960	21	—	17	63	27	8	2
Shp-2	III	0.896	0.144	0.152	950	20	−1.16	11	62	27	10	1
Shp-28	III	0.897	0.142	0.271	1080	24	−0.24	10	62	21	15	2

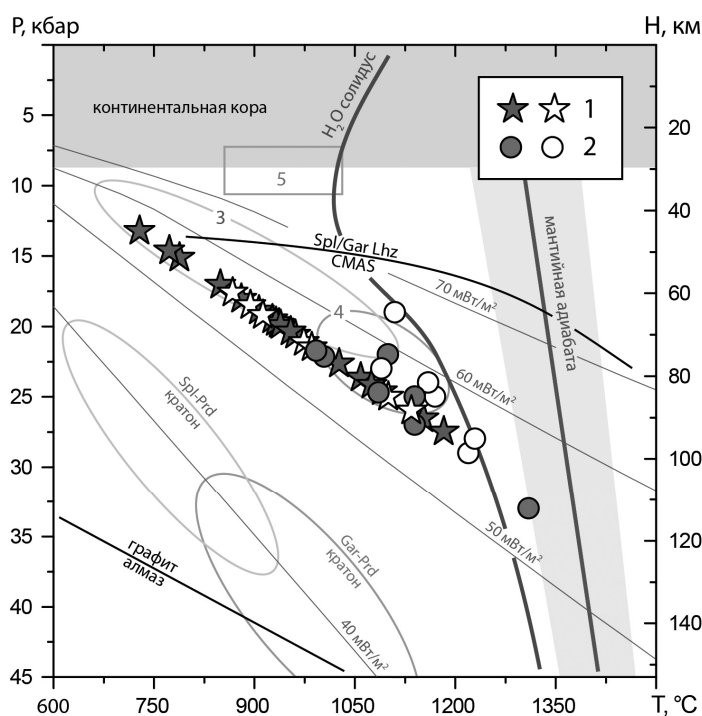
**Примечание.** Вулканы: I – Сверре, II – Халвдан, III – Сигурд. Mg# – Mg/Fe+Mg, Cr# – Cr/Cr+Al (а.е.), н.о. – не определялось. Оценки температуры получены с помощью термометра [3], давления с помощью региональной геотермы. Оценки фугитивности кислорода (lgO<sub>2</sub>) относительно буфера FMQ получены с помощью оксидометра [4]. Степень плавления (F, %) рассчитана исходя из валового химического состава. Модальный минеральный состав рассчитан методом наименьших квадратов, исходя из химического состава породы и минералов.

**Таблица 2.** Петролого-геохимические и термобарометрические данные для пироксенитовых ксенолитов из щелочных базальтов арх. Шпицберген

Обр.	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Fe#		Fe <sup>3+</sup> /ΣFe		T, °C	P, кбар	Модальный состав, %					
	Cpx	Spl	Cpx	Spl	Gar	Spl			Amf	Cpx	Gar	Орх	Spl	
Пироксениты														
Shp-10	a	8.0		0.251				1010*	21	10	61		29	
Shp-13	b	7.8	59.2	0.208	0.46	н.о.	0.289	1310	33		68	2	16	1
Shp-14	a	8.6	61.4	0.212	0.41		н.о.	1080*	23		65		31	4
Shp-16	c	8.6		0.247		0.1	0.292				53	47		
Shp-18	c	8.7	56.9	0.271	0.53	0.08	0.279			5	52	33		10
Shp-19	c	7.4	60.6	0.222	0.44	0.14	0.240				61	37		2
Shp-21	c	7.7	58.3	0.216	0.45	н.о.	н.о.				71	22		7
Shp-22	c	7.5	62.4	0.216	0.4	н.о.	н.о.	1140	27	6	54	16	22	2
Shp-23	c	8.2	57.2	0.210	0.44	н.о.	н.о.	1100	22		68	18	4	10
Shp-26	a	8.6		0.241				1000*	21	–	–	–	–	–
Shp-36	c	9.0	60.1	0.224	0.4		0.205			–	–	–	–	–
Shp-4	c	8.1		0.226		0.05		1140	25		65	33	2	
Shp-7	d	9.3		0.253						–	–	–	–	–
Shp-9	d	9.2		0.325						–	–	–	–	–

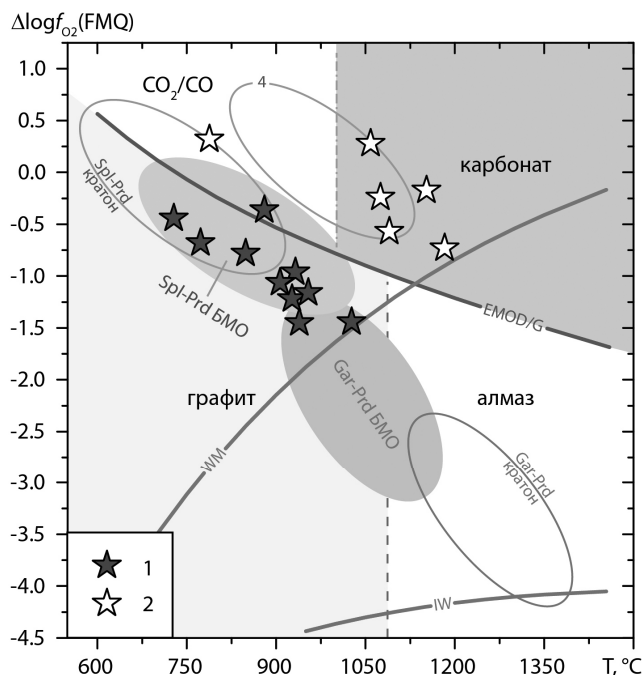
*Примечание.* а – вебстериты, b – гранатовые вебстериты, c – гранатовые клинопироксениты, d – клинопироксениты. Amf – амфибол, Cpx – моноклинный пироксен, Gar – гранат, Орх – ромбический пироксен, Spl – шпинель. Fe# – Fe/(Fe+Mg) (a.e.), н.о. – не определялось. Оценки температуры и давления получены с помощью gar-орх термобарометра [5], \* – для безгранатовых пироксенитов температура оценена с помощью орх-сpx термометра [3], давление – проекцией на региональную геотерму. Модальный минеральный состав рассчитан методом наименьших квадратов, исходя из химического состава породы и минералов.

*Оценка термальных и окислительно-восстановительных условий.* По данным термобарометрии ксенолиты перидотитовой и пироксенитовой серий представляют верхнюю часть разреза верхней мантии (рис. 1), несколько ниже перехода шпинелевых перидотитов в гранатовые в системах MAS и CMAS. Верхнюю часть разреза на глубине от 50 до 100 км составляют шпинелевые перидотиты, а на глубинах порядка 80–110 км в ее разрезе появляются пироксениты (возможно, дайки или силы). Полученные оценки температуры (T), давления (P) и фугитивности кислорода (fO<sub>2</sub>) позволили рассчитать гипотетический состав мантийного флюида, сосуществующего с перидотитами. Он варьирует от водного до водно-углекислого, при этом часть образцов указывает на сильное окисление среды, сопровождаемое высокой температурой, что отвечает, по всей видимости, карбонатному метасоматозу (рис. 2).



*Рис. 1.* P-T диаграмма для ксенолитов перидотитовой (1) и пироксенитовой (2) серий. Данные настоящей работы (залитые символы) и опубликованные (не залитые) в работах [6, 7]. Поля 3 и 4 отображают, соответственно, P-T значения для шпинелевой и гранатовой фации перидотитов Байкало-Монгольской области [8]. На диаграмме показаны также P-T поля для перидотитов (Spl-Prd – шпинелевая и Gar-Prd – гранатовая фация) из мантии под кратонами [9]

Рис. 2. Температурная зависимость фугитивности кислорода, относительно буфера FMQ, в ксенолитах перидотитовой серии. На диаграмме показаны образцы, для которых получен равновесный состав флюида С-О-Н. Значения для кислородных буферов EMO/D/G, WM и IW рассчитаны вдоль модельной геотермы с поверхностным тепловым потоком 55 мВт/м<sup>2</sup>. Для сравнения представлены значения фугитивности кислорода для шпинелевой (Spl-Prd) и гранатовой (Gar-Prd) фации перидотитов Байкало-Монгольской области и тр. Удачная, Сибирский кратон [8, 9]. Поле 4 – отображает оценки для шпинелевых образцов БМО, для которых отсутствует равновесие между гипотетическим флюидом и перидотитом



*Генезис пород.* Нормальное распределение железа в структуре исследованных шпинелей и температура равновесного распределения  $\text{Fe}^{2+}$  между подрешетками M1 и M2 в ортопироксенах (данные Мёссбауэровской спектроскопии), близкая к температуре равновесия сосуществующих минералах в породах, указывают на высокую скорость выноса базальтовой магмой ксенолитов из области кристаллизации пород на поверхность. Это позволяет относить полученные оценки  $T$ ,  $P$  и  $f\text{O}_2$  к состоянию литосферной мантии на момент выноса ксенолитов на поверхность.

Многообразие и возрастные отличия групп пироксенов указывают на то, что их образование связано с плавлением различной по составу мантии, а смешением расплавов на различных этапах магматической активизации региона. По данным Sm-Nd метода в верхней мантии СЗ Шпицбергена выделяется, по крайней мере, два этапа плавления. Первый этап, приведший к деплетированию перидотитовой мантии литофильными компонентами ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO, FeO и редкие элементы, включая РЗЭ) и обогащению  $\text{MgO}$ , имел место в среднем протерозое, а, возможно, даже в раннем протерозое. Второй этап значительно оторван по времени от предыдущего и относится к позднему палеозою. С этим этапом связано возникновение вебстеритовых магм. Гранатовые клинопироксены являются продуктами кристаллизации смешанных магм.

## Литература

1. Treiman A.H. Eruption age of the Sverrefjellet volcano, Spitsbergen Island, Norway // Polar Research. 2012. V. 31, P. 17320.
2. Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена / СПб: ВНИИОкеангеология. 2000. 123 с.
3. Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contrib. Mineral. Petrol., 1973, V.42, P.109–124.
4. Wood B.J. Oxygen barometry of spinel peridotites// Reviews in Mineralogy. 1991. Т. 25. – С. 417–431.
5. Гончаров А.Г., Никитина Л.П., Боровков Н.В., Бабушкина М.С., Сироткин А.Н. Термальные и редокс условия образования верхнемантийных ксенолитов из кайнозойских базальтов северо-западного Шпицбергена. Геология и геофизика. 2015. (рукопись принята к печати).
6. Копылова М.Г., Генциф Ю.С., Дашевская Д.М. Петрология верхнемантийных и нижнекоровых ксенолитов северо-западного Шпицбергена // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 533–560.
7. Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S. The lower crust and upper mantle beneath North-Western Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics // Tectonophysics. 1987. V. 139. P. 169–185.
8. Goncharov A.G., Ionov D.A. Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia. // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2012, 164:731–745.
9. Goncharov A.G., Ionov D.A., Doucet L.S., Pokhilenko L.N. Thermal state, oxygen fugacity and C-O-H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: new data on peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia. // Earth and Planetary Science Letters, 2012, 357–358, 99–110.

## ТРАППЫ И РУДОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА: ИСТОЧНИКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ (ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ЭКСПЕРИМЕНТ)

Горбачев Н.С.

*Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка gor@iem.ac.ru*

Месторождения сульфидных руд Норильского района входят в число крупнейших месторождений никеля и платиновых металлов. Приурочены они к расслоенным интрузивам, формирование которых связано с Р-Т трапповым магматизмом Сибирской платформы, инициированного Сибирским суперплюмом. Главной, все еще дискуссионной, остается проблема источников и условий образования суперконцентраций сульфидов и металлов в них в небольших по объему (до 10 км<sup>3</sup>) интрузивах.

**Геология.** Трапповый магматизм района развивался на имеющей блоковое строение с-з части Сибирской платформы с Аг-Рг фундаментом, перекрытым мощным (до 12 км) Рг-Рз осадочным чехлом. Геофизические данные свидетельствуют о существовании в верхней мантии протолитов древней океанической коры, субдуцированной в ходе коллизии Таймыро-Североземельской области и Сибирской платформы [1], а в верхах мантии и на разных уровнях земной коры – фрагментов магматических очагов и подводящих каналов [2]. Для района характерна высокая интенсивность вулканических процессов. Здесь, на площади 45 тыс. км<sup>2</sup> за короткий промежуток времени, порядка 1 мл. лет, выделился океан магмы, сформировавший туфологовую толщу мощностью до 3.7 км, объемом более 150 тыс. км<sup>3</sup>, состоящая из более чем 200 лавовых и 30 туфовых покровов [3]. Часть магматических расплавов кристаллизовалась на глубине, образуя различного типа интрузивы, в том числе дифференцированные с гигантскими месторождениями Pt-Cu-Ni сульфидных руд.

**Магматизм.** Тектоно-магматическая активность (ТМА) имела циклический характер со сменой режимов раздвижения микроблоков с интенсивным эффузивным вулканизмом режимами сжатия с его затуханием. Главные этапы: ранний (рифтогенный), переходный и поздний (рассеянного спрединга). Вулканизм первых двух этапов развивался только в пределах района, третьего – на всей территории трапповой провинции (плато Путорана, Тунгусская синеклиза). В ходе каждого этапа формировалась ассоциация эффузивных (лавы, туфы) и интрузивных пород. Выделяется два геохимических типа магм, высоко-Ti (BT) OIB типа и низко-Ti (HT) MORB типа. С рифтогенным этапом связано формирование BT магм (снизу вверх iv, sv, gd свиты). После длительного перерыва эффузивной деятельности формировались HT магмы второго (hk, tk, nd свиты) и третьего (от mg-mk до hg свит) этапов [4].

**Эффузивы.** Циклический характер ТМА отчетливо проявлен в эффузивах, состоящих из 11 свит, на 90% представленных лавами. Каждая из свит отвечает определенному отрезку геохронологической шкалы траппового магматизма. Их последовательность в вертикальном разрезе является своеобразной геологической летописью, длительностью ~1 млн лет, а распространение, мощности и петрохимические особенности отражают эволюцию геодинамической обстановки и магматизма во времени и пространстве.

**Месторождения.** Норильский (НР) и Талнахский (ТР) рудные узлы, площадью 100–150 км<sup>2</sup> включают рудоносные интрузивы верхне-норильского (ВН) и внедрившиеся несколько ранее безрудные интрузивы нижне-норильского (НН) типов. Локализованы они в зонах сочленения Норильско-Хараелахского глубинного разлома с краевыми частями Норильской и Хараелахской мульды в породах осадочного чехла D-C-P возраста и нижней части лавовой толщи.

**Петрохимия. Эффузивы.** BT и HT типы лав хорошо различаются по соотношения TiO<sub>2</sub>-MgO, La/Sm-Gd/Yb, концентрациям рудных элементов. Из всей 3.7 км эффузивной толщи аномальным геохимическим составом выделяются лавы nd свиты верхней части эффузивной толщи второго этапа, мощностью до 600 м. Сохраняя геохимические метки первичной HT магмы, они обогащены SiO<sub>2</sub>, LREE и другими литофильными элементами, имеют высокие значения εSr и низкие εNd, обеднены Fe, Cr, Mg. Отличаются они также резким дефицитом халькофильных рудных элементов – Ni, Cu, Au и особенно PGE [5].

**Комагматичность лав и интрузивов и время их внедрения.** Использование геохимических маркеров в качестве теста комагматичности лав и интрузивов показало, что интрузивы НН типа сходны с лавами верхней части nd свиты, а рудоносные интрузивы ВН типа – с лавами mg-mk свит. Следовательно, становление НН интрузивов происходило в конце второго этапа при внедрении магмы nd3 типа, а ВН интрузивов – в начале третьего этапа при внедрении магм mg-mk типа.

**Генетическая модель траппового магматизма. Первый этап.** Происходило формирование BT магм из обогащенного источника (астеносфера, плюм), их внедрение и излияние на всей территории района, формирование лав iv, sv, gt свит и комагматичных им интрузивов. **Второй этап** начинался после длительного перерыва с интенсивной эксплозивной деятельностью, сформировавшей туфогенную hk свиту. Интенсивность дегазации, индикатором которой является мощность hk свиты, была минимальна (до 10 м) в западных и цен-

тральных блоках, (включающих ТРУ и НРУ), максимальна (до 300 м) в восточной и северной частях района. Интенсивная дегазация магматических очагов неблагоприятна для формирования сульфидоносной магмы из-за выноса вулканическими газами серы, рудных элементов.

Эксплозивный вулканизм сменился излиянием лав tk, а затем вышележащей nd свиты. Однако в центральных блоках tk свита отсутствует, замещаясь лавами nd свиты. В этих блоках перерыв эффузивной деятельности продолжался от конца первого этапа до излияния лав nd свиты. В это время в обогащенных летучими магматических камерах происходило преобразование НТ магмы tk типа в силикатный расплав nd типа с аномальным геохимическим составом при участии процессов кристаллизационной дифференциации (фракционирование Ol, An, Chr, обеднение Mg, Cr), коровой контаминации (обогащение  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , LREE, коровые метки  $\epsilon\text{Sr}$  и  $\epsilon\text{Nd}$ ), сульфидно-силикатной ликвации и фракционирования сульфидной жидкости (ободевание Ni, Cu, Au, PGE). Фракционирование сульфидного расплава и кристаллических фаз обусловило вертикальную стратификацию магматических камер, верхние горизонты были заполнены обедненной рудными элементами магмой nd типа, а в придонных частях накапливалась обогащенная кумулосом рудоносная магма – смесь силикатной и сульфидной жидкости и протовыделений An, Ol, Chr. Масштаб рудообразующего процесса определялся объемом tk магмы, прошедшей дифференциацию, индикатором которого является мощность tk и nd свит. Не случайно, участки с ТРУ и НРУ характеризуются минимальной мощностью или полным отсутствием tk свиты и максимальной мощностью nd свиты. Последовательная разгрузка промежуточных магматических камер при излиянии лав nd свиты, сопровождалась поступлением новых порций неконтаминированной НТ магмы, смешении ее с оставшейся магмой, что приводило к формированию вертикальной геохимической зональности лав nd свиты, глубокому разделению лишнюю рудных элементов и сульфидов магмы nd типа и рудоносного кумулоса. В конце второго этапа в условиях сжатия при внедрении магмы nd3 типа формировались интрузивы НН типа. В третий этап в условиях раскрытия магмоконтролируемых разломов происходило формирование лав mg-mk и последующих свит. В начале этого этапа в условиях сжатия при внедрении магм mg-mk типа формировались интрузивы ВН типа. При их внедрении расплавы захватывали и транспортировали в современную магматическую камеру материал рудоносного кумулоса – капли сульфидного расплава, протовыделения оливина, хромита, которые являются ксеногенными по отношению к магме, формирующей интрузивы. В отдельных случаях (ТРУ) в движение вовлекались отдельные порции сульфидной магмы, которые внедрялись в качестве самостоятельной интрузивной субфазы [6].

Таким образом, трапповый магматизм Сибирской платформы начинался в Норильском районе (первый и второй этапы). В дальнейшем, при разрастании плюма, в обстановке расширенного спрединга, вулканизм распространялся на всю территорию платформы. Важным фактором, обусловивших особенности магматизма и рудоносности района служили особенности его геологического строения. Мантийные резервуары с протолитами субдуцированной океанической коры и образующие при их плавлении сульфидно-силикатные и силикатные магмы, а также флюиды обогащались  $^{34}\text{S}$ . Первичные пикритобазальтовые расплавы выплавлялись при более низких  $T$  (1200–1300 °C), чем при плавлении перидотита (1500–1600 °C), вызвали пироксенизацию перидотита. Эти особенности определили большой объем генерируемых расплавов, их обогащение Ni, S и другими оливин-совместимыми элементами [7]. Существование промежуточных магматических очагов способствовало магматической дифференциации трапповой магмы. С движением микроблоков связаны смена режимов расширения и раскрытия глубинных разломов с интенсивным эффузивным вулканизмом режимами сжатия, благоприятных для развития процессов магматической дифференциации и формирования интрузивов, региональные особенности распространения и состава лав, дифференциации и дегазации магматических очагов. Формированию сульфидно-силикатных расплавов, преодолению гравитационного барьера при их транспорте в верхние горизонты земной коры способствовали особенности барической зависимости растворимости сульфидов в мафических магмах с максимумом растворимости (до 3 мас. %) в интервале  $P=1.0\text{--}2.0$  ГПа и очень низкой ( $\leq 0.3$  мас. %) растворимостью при  $0.1 \leq P \leq 2.5$  ГПа [6]. Расчеты показывают, что количество сульфидов в уже известных месторождениях составляют не более 2% от количества сульфидов, выделившихся из всего объема магмы, претерпевшей ликвацию и фракционирование сульфидов, что позволяет надеяться на открытие новых месторождений. Исходя из генетической модели формирования рудоносной магмы и геологической позиции уже известных месторождений предложены индикаторы и выделены потенциально рудоносные площади.

### Литература

1. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 368 с.
2. Кривцов А.И., Кочнев-Первухов В.И., Конкина О.М. и др. Cu-Ni-МПГ месторождения Норильского типа. М.: ЦНИГРИ, 2001. 178 с.
3. Федоренко В.А. Петрохимические серии эффузивных пород Норильского района // Геология и геофизика. 1981. № 1. С. 78–87.



4. Дистлер В.В., Кунилов В.Е. Геология и рудные месторождения Норильского района, путеводитель. VII международный симпозиум по платине. М.: Московский контакт, 1994. 46 с.
5. Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., et al. Geochemistry of the Siberian trap of the Noril'sk area, USSR, with implication for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contr. Miner. Petrol. 1990. V. 104. № 3. P. 631–644.
6. Горбачев Н.С. Источники и условия формирования сульфидно-силикатных магм Норильского района, геология. геохимия, эксперимент // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 3. С. 195–220.
7. Горбачев Н.С. Экспериментальное изучение взаимодействия флюидсодержащих базальтовых расплавов с перидотитом: мантийно-коровое взаимодействие при трапповом магматизме Норильского района // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 416–431.

## МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И МИНЕРАГЕНИЯ СУБАРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ УРАЛА

Душин В.А.

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Проблема своеобразия субарктического окончания Урала является одной из ключевых для понимания эволюции магматизма региона и во многом связана с соотношением складчатых систем Пай-Хоя, Урала и Таймыра. В настоящее время имеется несколько точек зрения по этому вопросу. Так Д.В. Наливкин и В.А. Дедеев полагали, что северная часть Полярного Урала дихотомизирует, в результате чего ее западная ветка прослеживается на Пай-Хой, а восточная – на Таймыр. Н.С. Шатский считал, что складки Полярного Урала продолжают на Пай-Хой, по мнению А.В. Хабакова, И.Г. Войновского-Кригера, Н.П. Хераскова, А.С. Перфильева Полярный Урал в субмеридиональном направлении следует к берегам Байдарацкой губы, а затем приобретает северо-западное направление, образуя Урало-Новоземельскую складчатую систему. Д.А. Додин и другие предполагают выделение единой Новоземельско-Таймырской циркумполярной складчатой системы, включая Новоземельско-Пайхойскую и Карскую зоны, Сянгурский и Нундерминский блоки, Байдарацкий и Орангский (частично) аллохтоны. Л.Н. Беляков, Б.Я. Дембовский выделяли дискретные структуры в самостоятельный Пайхойский аллохтон и Уральскую систему [1, 2, 6, 9].

Анализ геолого-геофизических разрезов земной коры по данным ГСЗ на профилях "АГАТ-I", "Агат-II" и "КВАРЦ", а также карт трансформированного гравитационного поля (локальные и региональные составляющие поля силы тяжести, полученные путем осреднения с радиусом 36,8 км), позволил установить значительный подъем дорифейского кристаллического фундамента в пределах субарктического сегмента Урала и оконтурить следующие гетерогенные блоки-террейны: Карский (Байдарацкий), Оченырдакский, Щучинский, Харбейский и др., которые могли быть образованы и сохранены не только в коре, но и в верхней мантии. При этом их модалный возраст, определенный Sm-Nd методом, из разновозрастных щелочно-базитовых магматитов данных структур показал значения соответственно 2508–2523 млн лет, 1710–1726 млн лет и 1405–1444 млн лет [6]. Кроме того, Карский выступ в отличие от остальных структур Полярного Урала характеризуется чуждым для сланцевых аллохтонов и океаническо-островодужных систем шлихо-минералогическим спектром (пироп, пиропальмандин, хромдиопсид, кианит, хромит, ниобийсодержащий рутил, астрофиллит, прайдерит), близким к спектру активизированных платформенных блоков, что позволяет рассматривать его как вероятный фрагмент допалеозойской платформенной структуры, например Арктиды по Л.П. Зоненшайну [5], чужеродной Уральским поднятиям – Оченырдакскому и Харбейскому. Другими словами Карская часть Полярного Урала, по всей видимости, может рассматриваться в структуре своеобразного Циркумполярного сегмента Евразии совместно с Пайхоем и Таймыром [6, 7].

Анализ имеющейся на сегодня информации, включая собственные многолетние исследования [3,4,6], свидетельствует о том, что в пределах в северной субарктической части Урала и прилегающих территорий Пай-Хоя, Новой Земли, Печорской и Западно-Сибирской плит надежно устанавливается, по крайней мере, три возрастных уровня проявлений своеобразного **внутриплитного плюмового мезозойско-кайнозойского магматизма**: пермско-триасовый – щелочно-кислый (торасовейский, левдиевский, лонготюганский комплексы), трапповый (мусюрский, каротаихинский, красноселькупский комплексы); юрско-меловой – щелочно-базит-ультрабазитовый (эссексит-долеритовый яляяхинский, лампроитовые – немзияхинский, шарьюский, марунский; калий-трахит-базанитовый осовейский комплексы); неоген-четвертичный – щелочно-базитовый (трахибазальтовый вершинный, проблематичный нырдвоменский комплексы) [3].

При широкой вариации составов от щелочно-кислых до толеитовых и щелочно-ультраосновных – это близкие по морфологии (дайки, штоки) и характеру проявления (эруптивные брекчии, массивные и

флюидальные вулканы, гипабиссальной субвулканической и жерловой фаций глубинности) образования, по видимому обязанные функционированию единого нижнекорово-мантийного источника плюмовой природы. Наряду с экзотическими составами – калиевые трахиты, базаниты, тефриты, лампроиты-орендиты, они содержат акцессорные хромшпинелиды, муассанит (с включениями самородного кремния  $\text{SiO}_2$  – 86–98%), ниобийсодержащий рутил, сфалерит, золото, алмадин-пироповый гранат и др. Из породообразующих минералов присутствуют: эпидейцит, хромдиопсид, флогопит, санидин, вулканическое стекло. Изотопные характеристики лампроитов немзяхинского и калиевых трахитов-базанитов осоевского комплексов имеют только отрицательные значения  $\epsilon\text{Nd}$ : –17,8 для первых и –9,5÷–9,7 для вторых, при отношениях  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \div 0,704682$  и  $0,715429$  соответственно, отвечая тем самым компонентам обогащенной мантии EM1, EM2. Следует заметить, что иногда компонент EM1 рассматривается как первичный компонент мантийных плюмов [3, 6].

Минерагеническая продуктивность мезозойско-кайнозойского магматизма также обусловлена проявлением трех минерагенических этапов: триасового (пермско-триасового?), юрско-мелового и палеоген-четвертичного. Металлогения раннемезозойского этапа обусловлена связью с толеитовым магматизмом проявлений хрусталя, исландского шпата, агатов и, по-видимому, золота (Петропавловское), а с щелочно-кислым – небольших объектов комплексной редкометалльной минерализации (Ta, Nb, TR, U, Au, МПГ) как в шовных структурах докембрийских (Тайкеуское, Лонготюганское) и палеозойских (Левдиевское), так и во внутренних активизированных узлах (Паровашорское и др.) [4].

Продуктивность щелочнобазит-ультрабазитового магматизма, относимого к проявлениям мантийного и корово-мантийного типов, интересна прежде всего его (немзяхинский комплекс) вероятной алмазностью, на что указывают: благоприятный состав вулканитов, спорадические прямые находки алмазов (р. Желтая, район оз. Монто-Лор, р. Сыня, р. Шарью, р. Кара) и минералов спутников – пироба, хромдиопсида, пикроильменита, флоренсита в рыхлых отложениях; развитие в пределах проявления магматитов локальных геохимических аномалий хрома, бария, титана, стронция, никеля, фосфора, марганца и ванадия, сопряженных с комплексными магнитными и гравиметровыми аномалиями; наличие докембрийских блоков, сложенных гнейсами, эклогитами, энтербитами, анортозитами, метагаббро-норитами, гранатовыми амфиболитами, ограниченными и рассеченными северо-западными и субмеридиональными (северо-северо-восточными) разломами глубинного заложения. Последние контролируют размещение углеродсодержащих объектов (нефть, газ, уголь) в плитном и складчатом секторах. Они испытали неоднократные подновления, которые в сочетании с разномасштабными кольцевыми структурами, контролируют размещение внутриплитного вулканизма. Кроме того, с вулканизмом юрско-мелового этапа, по нашему мнению, связана ртутная, вольфрамово-ртутная, кварц-антимонитовая и золото-сульфидно-кварцевая с платиноидами формация. Последняя нами установлена впервые для региона (Пензенгояхинское, Нундерминское I, II, III, Устьхуутинское проявления). Содержание золота в минерализованных зонах и сопровождающих метасоматитах (березитовой, аргиллизитовой формациях) колеблется от 50 мг/т до 12 г/т при повышенных концентрациях палладия (0,7–0,9 г/т) [4].

Палеоген-четвертичная минерагения сформирована при широком участии экзогенно-эндогенных (корово-активизационных) процессов и представлена разномасштабными объектами фосфора (Софроновское), золота, платиноидов (Собское, Западное, Развильное), марганца (окисленные руды Пачвожского, Ярошорского, Собского и др. объектов) и импактных (?) алмазов (Карское) [6].

## Литература

1. Дедеев В.А. Взаимоотношение Полярного Урала с соседними складчатыми областями // Тр. ВНИГРИ. 1958. Вып. 126. С. 371–399.
2. Додин Д.А., Оганесян Л.В., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века. М.: Геоинформарк, 1998. 121 с.
3. Душин В.А., Малюгин А.А., Сердюкова О.П. и др. Перспективы коренной алмазности арктического Урала. // Известия УГГА. 2000. Вып. 10. С. 100–108.
4. Душин В.А., Малюгин А.А., Козьмин и др. Некоторые особенности размещения благороднометалльного оруденения в пределах Уральского Севера. // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 2013. № 8. С. 34–41.
5. Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М. Тектоническая история Арктики. // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: 1987. Вып. 425. С. 31–57.
6. Потенциальная алмазность Полярного Урала / Душин В.А., Остроумов В.Р., Малюгин А.А., Сердюкова О.П. и др. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 200 с.
7. Устрицкий В.И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра // Геотектоника. 1985. № 31. С. 51–61.
8. Хабаков А.В. Геологическое строение Карского побережья Северо-Восточного Пай-Хоя. Л.: Тр. Горно-геол. управ. Главсевморпути, 1945. Вып. 20. 55 с.
9. Шатский Н.С. О взаимоотношении Урала с Пай-Хоем. // Изв. АН СССР. 1948. Сер. геол. № 31. С. 163–167.

## ПЕТРОЛОГИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ ФАЦИИ МОРОЗОВСКОЙ СВИТЫ (RF<sub>3</sub>MR) СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПАЙ-ХОЯ

Канева Т.А.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, ta\_kaneva@mail.ru

На территории Пай-Хоя среди эффузивных пород морозовской свиты позднерифейского возраста (RF<sub>3</sub>mr) присутствуют овально-вытянутые и линзообразные субвулканические тела неправильной формы и различной протяженности (100–1500 м), наиболее распространенные восточнее оз. Малое Тоинто, по рр. Желтая и Амдерматане (рис. 1). В современном рельефе эти тела обычно образуют изолированные сопки или вытянутые гряды, возвышающиеся на 3–30 м над окружающим рельефом. Контакты с вмещающими породами согласные [2].

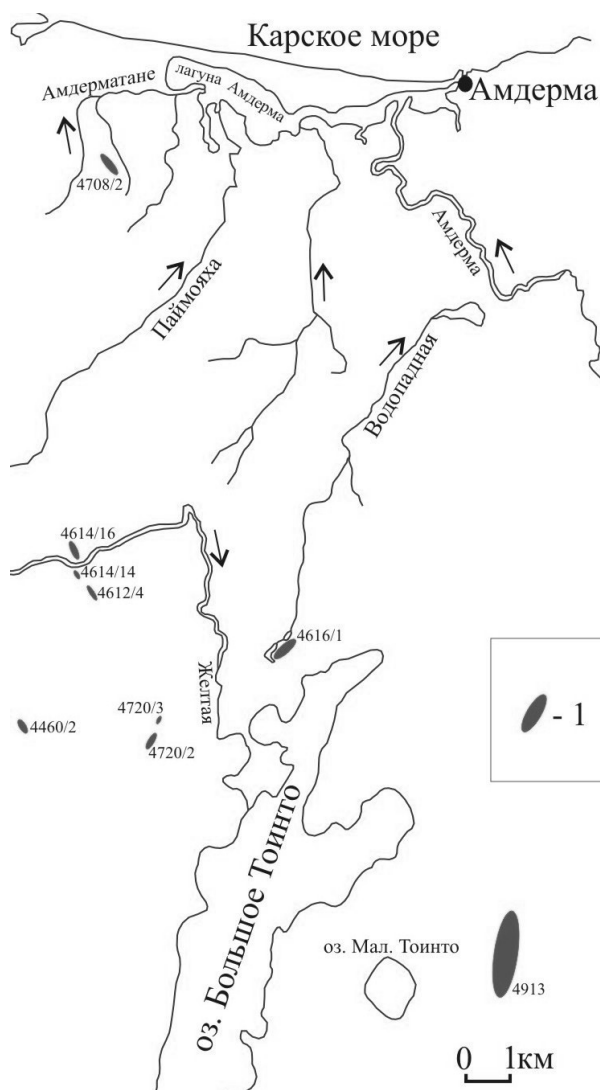


Рис. 1. Схема расположения овально-вытянутых и линзообразных субвулканических образований морозовской свиты (RF<sub>3</sub>mr). Примечание: 1 – субвулканические образования

Нами были изучены петрографические особенности, а также петрохимические и геохимические составы субвулканической фации морозовской свиты (RF<sub>3</sub>mr) северо-западного Пай-Хоя.

Субвулканические образования представлены обильно порфировыми базальтами, трахибазальтами, андезибазальтами и трахиандезибазальтами. Определенным критерием отличия субвулканических тел от эффузивных пород является обильное количество в них крупных порфировых короткопризматических вкрапленников клинопироксена (ряда эндиопсид-диопсид-авгит) размером до 1,5 см [2].

Базальты и трахибазальты на макроуровне серовато-зеленого цвета, с многочисленными порфиrowыми вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Микроскопически породы характеризуются порфиrowой структурой и миндалекаменной текстурой [3].

Порфиrowые вкрапленники представлены соссюритизированным плагиоклазом (до 20%) размером 0,4–1,4 мм и клинопироксеном (до 50%) размером от 3,4 до 4–8 мм.

Плагиоклаз образует широкие, реже изометричные таблички и зерна неправильной формы. Они расположены хаотично, иногда образуют кучные гломеропорфиrowые сростки двух или более кристаллов, очертания их нечеткие, немного погружены в основную массу. Агрегаты мелких зерен альбита, чешуйки хлорита и листоватый амфибол псевдоморфно замещают плагиоклаз, поэтому двойникового полисинтетического строения не наблюдается. Кристаллы грязно-коричневого цвета из-за развития агрегата вторичных минералов.

Клинопироксен (ряда эндиопсид-диопсид-авгит) представлен короткопризматическими кристаллами. Бесцветный, с высоким рельефом. В кристаллах наблюдается совершенная спайность, параллельная удлинению. Присутствуют двойники. Цвета интерференции от сине-зеленых до желтовато-оранжевых второго порядка. Пироксен в центре нередко замещен волокнистым хлоритом (пикнохлоритом). Хлорит окрашен в светло-зеленый цвет, слабо плеохроирует в зеленых тонах. Имеет аномальные цвета интерференции – низкие темно-коричневые.

В лепидонематогранобластовой основной массе различаются лейсты плагиоклаза (альбита), чешуйки хлорита (заполняет интерстиции между породообразующими минералами, диагностирован как пикнохлорит), мусковит, амфибол – иголки актинолита и канниллоит, сгустки землистого эпидота, мелкие зерна титанита и хромшпинелид, а также многочисленные миндалины разного состава (до 10%). Миндалины преимущественно уплощенной и оваловидной формы, размер варьирует от 0,8 до 1,2 мм, неравномерно заполнены хлоритом, клиноцоизит-эпидотом, кварцем.

По петрохимической классификации субвулканические образования морозовской свиты принадлежат к семействам базальтов, трахибазальтов, андезибазальтов и трахиандезибазальтов нормального и субщелочного петрохимического ряда. Они представляют собой калиевые и калиево-натриевые породы. Исходя из содержания  $K_2O$  подавляющая часть субвулканических образований относится к низко- и к умереннокалиевым породам. По содержанию  $Al_2O_3$  (6,6–18,29) и  $TiO_2$  (0,31–0,88) являются высокоглиноземистыми (редко низкоглиноземистыми), весьма и умереннонизкотитанистыми породами. Все субвулканические образования морозовской свиты относятся к породам известково-щелочной серии [2].

В лаборатории ВСЕГЕИ методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой определены содержания редкоземельных элементов в пробах пород.

В породах отмечается низкое содержание редких земель (сумма РЗЭ – 20–29 г/т). На диаграмме распределения РЗЭ субвулканических образований морозовской свиты выделяется горизонтальный тип графика, с очень слабым отрицательным наклоном (рис. 2). Их составы незначительно больше обогащены легкими редкими землями относительно тяжелых ( $La_N/Yb_N = 1,5$ ), дефицит европия не проявлен ( $Eu_N/Eu_N^* = 0,6$ ). Для распределения литофильных элементов-примесей характерны относительно повышенные содержания крупноионных элементов (K, Rb, Ba, Sr, Th) и низкие, ниже NMORB, содержания высокозарядных. Проявлен небольшой Nb минимум (рис. 3). Подобное распределение элементов указывает на то, что расплав, из которого кристаллизовались вулканы морозовской свиты, возможно, формировался в условиях тыловой части островной дуги.

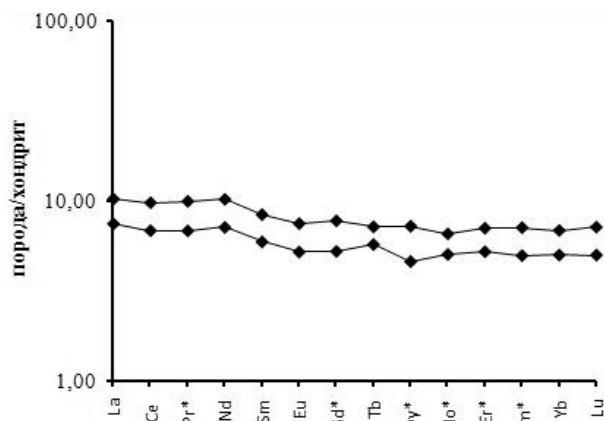


Рис. 2. Графики распределения РЗЭ, нормированных к составу хондрита для субвулканических образований морозовской свиты ( $RF_{3mr}$ )

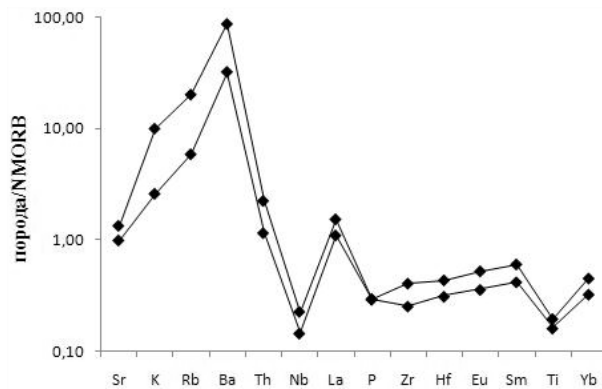


Рис. 3. Спектры распределения элементов-примесей для субвулканических образований морозовской свиты ( $RF_{3mr}$ )

На всех диаграммах (Мияширо, Вуда, Э. Муллена), используемых для реконструкции геодинамических обстановок формирования базальтоидов, фигуративные точки состава рассматриваемых пород попадают в области островодужных образований [1].

Таким образом, элементы-примеси морозовской свиты хребта Пай-Хой показывают островодужные характеристики: значительное обогащение крупноионными литофильными элементами – K, Rb, Ba, Sr и обеднение высокочargedными элементами. Концентрация R3Э и характер их распределения показывают незначительно большее обогащение легкими редкими землями относительно тяжелых.

Возраст субвулканических образований условно принимается позднерифейским на основании их локализации в полях распространения морозовской свиты.

#### Литература

1. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Е. В. Складов и др.; Под ред. Е. В. Складова. - М: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.: ил.
2. Канева Т.А. Субвулканическая и эффузивная фации морозовской свиты (RF3mg) северо-западного Пай-Хоя // V Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». Черноголовка: ИПХФ РАН, 2014. С. 59–61.
3. Канева Т.А. Субвулканическая фация морозовской свиты (RF3mg) северо-западного Пай-Хоя // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 23-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 43–47.

## ТРАПЫ СИБИРИ И ЗФИ: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Карякин Ю.В.<sup>1</sup>, Шипилов Э.В.<sup>2</sup>

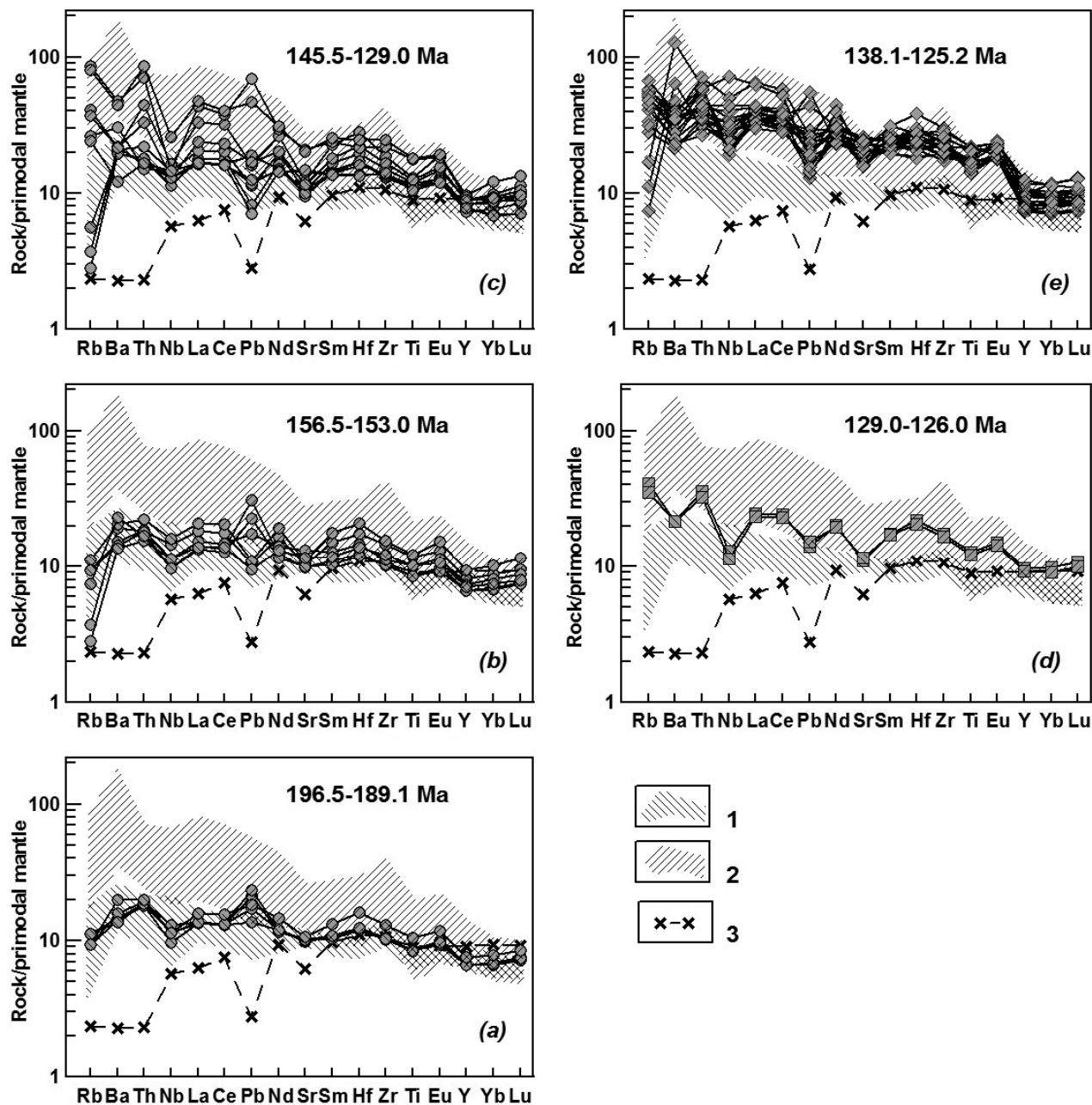
<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, yukar61@mail.ru

<sup>2</sup>Полярный геофизический институт КНЦ РАН, Мурманск, shipilov@pgi.ru

Проведена сравнительная оценка юрско-мелового плюмового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и пермо-триасового Сибирской платформы (СП). По этим данным вещественные параметры плюмового магматизма ЗФИ сходны, но не тождественны таковым СП. Различие заключается не только в значительно более широких вариациях составов вулканитов (от пикритов до риолитов) в последнем, но и в хронологическом порядке формирования наиболее распространенных в обоих областях толеитовых и субщелочных базальтов. Если нижние части разрезов траппов СП формируют, как правило, субщелочные базальты (ивакинская, сыверминская, гудчинская, надежинская свиты), относимые к рифтогенному этапу магматической активности [1], а верхнюю – низкокальциевые толеиты покровного этапа (моронговская, мокулаевская, хараелхахская, кумчинская, самоедская свиты), то на ЗФИ, согласно нашим данным, картина обратная. Собственно платобазальтовые низкокальциевые толеиты проявились на ЗФИ на ранней стадии развития плюма, в течение достаточно ограниченного (196.5–189.1 млн лет, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирование) промежутка времени, а субщелочные толеиты (рифтогенные) – на заключительной, в интервале 145.5–125.2 млн лет (рис.).

Совокупность полученных данных свидетельствует об отсутствии прямой пространственно-временной преемственности плюмового магматизма СП и ЗФИ. Также сомнительно существование так называемого Исландского плюма, который мигрировал в течение мезозоя-кайнозоя по сложной траектории от Сибирской платформы до Британских островов [2, 3], проследовав транзитом в юрско-раннемеловое время от ЗФИ по направлению к архипелагу Свальбард. В этом случае следовало бы ожидать, по крайней мере, равноценную магматическую активность в пределах архипелагов Земли Короля Карла и Свальбарда. Между тем, наиболее мощные и представительные разрезы юрско-меловых вулканитов известны только на ЗФИ, а к западу и юго-западу от него фиксируется отчетливое затухание магматической деятельности. Представляется более вероятным существование самостоятельного и полициклического Баренцевоморско-Амеразийского суперплюма [4], составной частью которого являются платобазальты ЗФИ.

Анализ геологического строения и вещественных характеристик базальтоидного магматизма континентальных окраин Арктического региона, вкупе с хронологической последовательностью формирования его спрединговых бассейнов дает основание для выделения в истории его развития трех тектономагматических этапов обусловленных самостоятельными и независимыми суперплюмовыми событиями. Позднепермско-триасовый этап тектоно-геодинамической активизации, обусловлен действием Сибирского, юрско-меловой – Баренцевско-Амеразийского и кайнозойский – Протоисландского суперплюмов. Проявления базальтоидного магматизма на континентальных окраинах можно охарактеризовать как индикационные признаки деструкции,



Спайдер-диаграммы юрско-раннемеловых вулканогенных комплексов ЗФИ  
(а-с – покровы, d – силлы, e – дайки), нормализация по [5].

Поля базальтоидов траппов СП по данным скважины СГ-32 [6] 1 – покровного и 2 – рифтогенного этапов [1], 3 – N-MORB по [5]

а затем и распада континентальной литосферы вегенеровской Пангеи в Арктике. И если первый из этапов тектономагматической активности на СП (весьма кратковременный) не привел к полному разрыву континентальной литосферы, то последующие два привели в позднем мезозое и кайнозое к аккреции океанической литосферы в Северной Атлантике и Арктике.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке Программ фундаментальных исследований Президиума РАН № 23 и 44, гранта РФФИ № 14-05-00143.*

#### Литература

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т.40. № 11. С. 1575–1578.
2. Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. Т.8. № 2. С. 115–130.

Петрозаводск, 15–20 сентября 2015 г.

3. Чернышева Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М. Базальтовый магматизм арктических морей, связанный с деятельностью Исландского плюма в мезозое // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 319–336.
4. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г. Баренцево-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 369–372.
5. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. № 3. P. 297–314.
6. Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., Knight R.J., Siems D.F. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian, continental flood basalts, Noril'sk area Siberia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. № 15. P. 3677–3704.

## ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА В РАЙОНАХ ПОДВОДНЫХ ХР. ЛОМОНОСОВА И ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНЫХ U-Pb И Lu-Hf СИСТЕМ В ЦИРКОНАХ ИЗ ГЛУБОКОВОДНЫХ ИЛОВ

Лохов К.И.<sup>1,2</sup>, Проскурнин В.Ф.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, С-Петербург, k.lokhov@spbu.ru

<sup>2</sup>ВСЕГЕИ, С-Петербург, Vasily\_Proskurnin@vsegei.ru

В рамках работ по тематике обоснования внешней границы континентального шельфа РФ в восточной части Арктики, во ВСЕГЕИ были осуществлены геохронологические исследования донно-каменного материала из Арктического бассейна, в частности глубоководные илы, отобранные у подножья подводных эскарпов на склонах хребтов Ломоносова и Альфа-Менделеева Северного Ледовитого океана. Образцы илов содержат детритовые цирконы, предполагается, что этот материал характеризует коренные породы, подвергающиеся подводному выветриванию на склонах подводных поднятий. Все аналитические данные изучения изотопных U-Pb и Lu-Hf систем в индивидуальных кристаллах детритовых цирконов из илов опубликованы в [1], однако приведенная в ней интерпретация, а также отсутствие анализа достоверности исходных данных не позволили получить информацию об эволюции коры Арктического региона. В данной работе проведена фильтрация экспериментальных данных, оставив для анализа только те, где  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} < 0,025$  [2], что позволило убрать «артефактный шум» в аналитических данных. Были осуществлены расчеты двустадийного модельного возраста по гафнию ( $\text{TDM}_{(2)}\text{Hf}$ ) (одностадийный геологического смысла не имеет). Для ювенильных пород (основных и ультраосновных, выплавленных из верхней мантии) разность модельного возраста по гафнию (как и по неодиму) и U-Pb возраста кристаллизации породы и цирконов в ней ( $\text{TUPb}$ ) минимальна.  $\text{TDM}_{(2)}\text{Hf}$  по циркону определяет возраст ювенильной породы, даже если она была неоднократно переработана в условиях континентальной коры. Значения величины отношения  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  на первой стадии эволюции породы (после отделения от верхней мантии, но до кристаллизации цирконов при переработке породы в коре) были выбраны согласно следующей логике: сначала был рассчитан модельный возраст для основного-ультраосновного протолита ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,025$ ), затем, учитывая, что новообразованная океаническая кора до ее последующей переработки существует не более 150–200 млн.лет, для тех цирконов для которых разность модельного возраста по гафнию и U-Pb возраста по циркону  $\text{TDM}_{(2)}\text{Hf} - \text{TUPb} > 200$  млн.лет, модельный возраст пересчитывался на среднекоровое значение ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$ ), а для тех, у которых  $\text{TDM}_{(2)}\text{Hf} - \text{TUPb} > 1000$  млн.лет, на значение, характерное для гранитоидов ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,010$ ). Такой подход следует из существующих представлений, что основная часть континентальной коры была сформирована в раннем архее, и в последующее время она испытывала многократную переработку. Меньшая ее часть была сформирована за счет ювенильного материала различного возраста, представленного главным образом новообразованной океанической корой, впоследствии переработанной при коллизионных процессах или в условиях активных континентальных окраин.

Спектр U-Pb возраста ( $\text{TUPb}$ ) Арктических цирконов, отражающий переработку материала в условиях континентальной коры (Рис. 1а) практически полностью совпадает с таковыми для цирконов в стоке северных рек – Енисея и Лены [3,4], что показывает генетическое единство Сибирской платформы и ее складчатого обрамления с изучаемым Арктическим регионом. Сопоставление возрастных спектров показывает, что пики мантийной дифференциации с поступлением в кору ювенильного материала  $\text{TDM}_{(2)}\text{Hf}$  (Рис. 1 б,в) опережают архейский и протерозойский пики переработки континентальной коры  $\text{TUPb}$  (Рис. 1а) на 300–500 млн.лет. В диапазоне 1500–800 млн.лет в Арктическом районе не фиксируется процессов переработки более древней коры (Рис. 1а), но фиксируется поступление нового ювенильного материала в Готское и Гренвилльское время (Рис. 1б, в). В то же время на Канадском щите происходили мощные процессы переработки континентальной



коры, главным образом, в Гренвилльское время, что фиксирует сток р. Маккензи, в возрастном спектре резко преобладают цирконы с U-Pb возрастом 1500 – 800 млн.лет [3]. Тоже можно наблюдать для Сибирского кратона, который по своему северному обрамлению (Шренк-Фаддеевская аккреционная зона Таймыра) претерпел мощную переработку в Готское (1360—1450 млн. лет) и Гренвилльское (1020–830 млн. лет) время [6]. К северу (в современных координатах) в Арктическом бассейне можно предполагать существование Протарктического океанического бассейна на протяжении всего этого интервала.

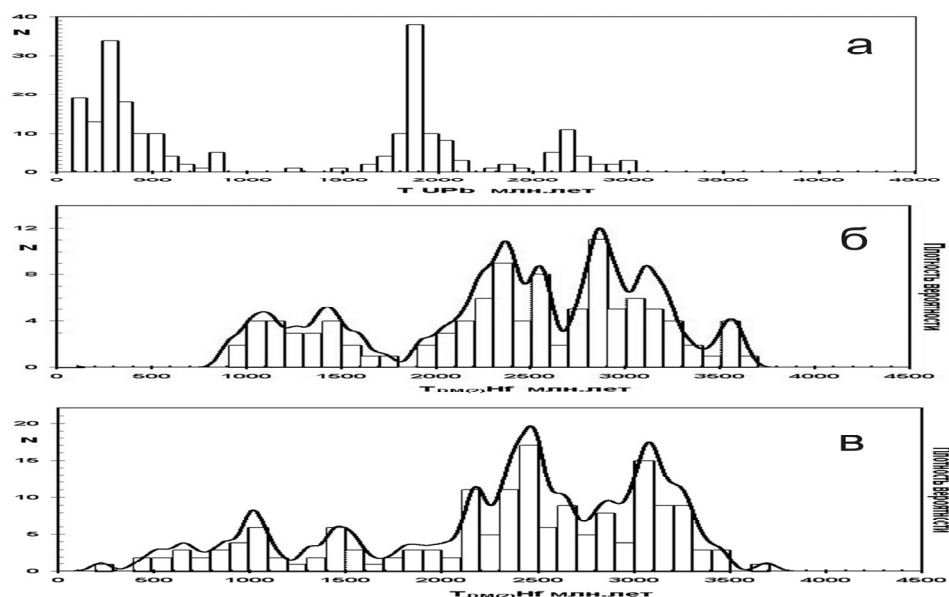


Рис. 1. а – U-Pb возраст цирконов из илов (Хр Ломоносова и Менделеева); б – Модельный возраст по гафнию  $T_{DM(2)}Hf$  цирконов хр. Ломоносова; в – Модельный возраст по гафнию  $T_{DM(2)}Hf$  цирконов подн. Менделеева

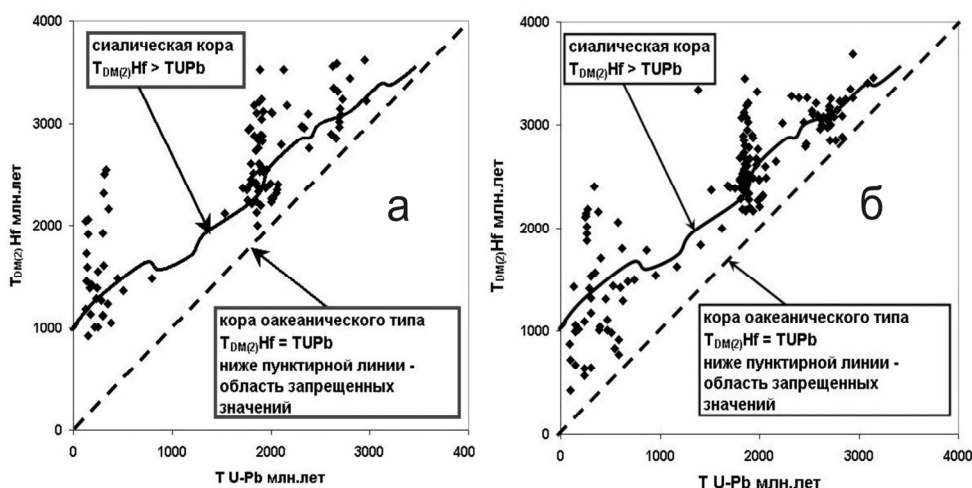


Рис. 2. Соотношение U-Pb возраста цирконов и модельного по гафнию  $T_{DM(2)}Hf$  а – хр. Ломоносова, б – подн. Менделеева. Линия эволюции сиалической коры по [3]

На графиках (рис. 2) фигуративные точки для цирконов из внутриконтинентальных осадков располагаются вблизи линии эволюции континентальной коры или выше нее, а осадки активных континентальных окраин – между линиями континентальной коры и коры океанического типа [3], для цирконов из них величина  $T_{DM(2)}Hf - T_{U-Pb}$  минимальна. В случае хр. Ломоносова и подн. Менделеева в диапазоне возраста 800 – 1500 млн.лет не фиксируется точек, отвечающих активным континентальным окраинам. Изотопные данные показывают, что Гренвилльскому этапу сжатия на Канадском щите и в Сибири, в Проарктическом бассейне соответствовал долговременный этап растяжения, закончившийся распадом Родинии [5]. В Протоарктическом бассейне не фиксируется активных континентальных окраин Гренвилльского времени, и возможно, ювенильный материал формировался в океанических структурах или

во внутриконтинентальных рифтовых структурах. Ювенильные породы с возрастом 800–1500 млн. лет были полностью переработаны при фанерозойских событиях: около 30% цирконов с фанерозойским U-Pb возрастом имеют модельный возраст по гафнию в рассматриваемом диапазоне (рис. 2). В отличие от хр. Ломоносова, который многими считается продолжением Таймыра, где нет следов ювенильного материала пост – Гренвилльского времени, образцы из подн. Менделеева содержат цирконы фанерозойского возраста, образованные при переработке пост – Гренвилльских ювенильных пород с модельным возрастом по гафнию  $T_{DM(2)Hf}$  от 700 до 100 млн. лет и пиками в интервалах около 550–700, 240–250, 100–200. В целом, это свидетельствует о закрытии океанического бассейна к западу от хр. Ломоносова и миграции его в восточную часть. События первого интервала (550–700 млн. лет) связываются с Мамонтовско-Челюскинским офиолитовым поясом Таймыра, свидетельствующим о конвергенции проарктической океанической коры, коллизии и образовании единого Евразийского материка [6]. Интервалы 240–250 и 100–200 млн. лет, видимо, являются отражением плюмовых событий, крупнейшие – Сибирский плюм и HALIP [7].

### Литература

1. Капитонов И.Н., Петров О.В., Шевченко С.С. и др. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования цирконов пелагических илов из района Арктических хребтов Ломоносова и Альфа-Менделеева // Региональная геология и металлогения. 2014. № 60. С. 5–20.
2. Wu F.-Y., Yang Y.-H., Xie L.-W., et al. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U–Pb geochronology // Chemical Geology 2006. 234. P. 105–126.
3. Iizuka T., Komiya T., Rino S., et al. Detrital zircon evidence for Hf isotopic evolution of granitoid crust and continental growth // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. № 74. P. 2450–2472.
4. Safonova I., Maruyama S., Hirata T. et al. LA ICP MS U–Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // J. of Geodynamics. 2010. V. 50. P. 134–153.
5. Vernikovskiy V.A., Dobretsov N.L., Metelkin D.V. et al. Concerning tectonics and the tectonic evolution of the Arctic // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54. P. 838–858.
6. Проскурнин В.Ф. Минерогенетический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциала. // Автореф. дис. ...докт. геол.-мин. наук. СПб. 2013. 40 с.+2 вкл.
7. Верниковский В.А., Морозов А.Ф., Петров О.В. и др. Новые данные о возрасте долеритов и базальтов поднятия Менделеева: к проблеме континентальной коры в Северном Ледовитом океане // ДАН. Т. 454. № 4. 2014. С. 431–435.

## ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Пономарева Т.А.

ИГ КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, TAPonomareva@inbox.ru

При региональных исследованиях с целью изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии необходимо применять комплексную интерпретацию геофизических и геологических данных [1]. Две составляющие одного процесса нуждаются в обоснованном подтверждении петрофизических характеристик комплексов пород, так как любое изменение в физических свойствах пород находит свое отражение в геофизических полях. Так, комплексный анализ результатов петрофизических и геофизических исследований территории севера Урала позволил выделить две крупные петрофизические ассоциации. Петрофизические ассоциации, в свою очередь, состоят из групп геологических образований [2, 3, 4, 5], объединенных общей закономерностью: в вариациях изменения плотности и магнитной восприимчивости, характере корреляционных зависимостей между физическими свойствами пород (см. табл.).

Первая петрофизическая ассоциация **I**, объединяет породы нижнедокембрийского возраста Западно-Уральской структурной зоны, характеризующиеся высокой плотностью и, в основном, слабой намагниченностью. Для данной петрофизической ассоциации пород характерны слабо- и среднеинтенсивные отрицательные магнитные и гравитационные поля. Она включает три петрофизические группы пород [3], отличающиеся петрофизическими связями между плотностью и магнитной восприимчивостью. Так, группу **Ia** представляют породы гнейсо-мigmatитовых комплексов (няртинского и харьбейского). Значения плотности пород находятся в интервале 2.61–2.97 г/см<sup>3</sup>, а значения магнитной восприимчивости составляют менее  $100 \times 10^{-6}$  СГС. Между плотностью и магнитной восприимчивостью пород существует слабая обратно пропорциональная зависимость. Ко второй группе пород **Ib** относятся породы эклогит-сланцевых комплексов (няртинский на Приполярном Урале и харьбейский на Полярном Урале). Значения плотности пород варьируют в пределах 2.7–3.32 г/см<sup>3</sup>.

# ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Ярус, комплекс		Воз- раст	σ , г/см <sup>3</sup>	Петрофизические ассоциации																
				I									II							
				Iа			Iб			Iв			IIа			IIб			IIв	
				α, n×10 <sup>-6</sup> СГС																
				<100	100-750	>750	<100	100-750	>750	<100	100-750	>750	<100	100-750	>750	<100	100-750	>750	<100	100-750
Верхний структурный ярус	Верхний структурный комплекс	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub>	2.5–2.6																	
			2.6–2.7																	
			2.7–2.8																	
			2.8–2.9																	
			2.9–3.0																	
			3.0–3.1																	
			>3.1																	
			2.5–2.6																	
			2.6–2.7																	
			2.7–2.8																	
	2.8–2.9																			
	2.9–3.0																			
	3.0–3.1																			
	>3.1																			
	Верхний структурный комплекс	D <sub>2</sub> –D <sub>3</sub>	2.5–2.6																	
2.6–2.7																				
2.7–2.8																				
2.8–2.9																				
2.9–3.0																				
3.0–3.1																				
>3.1																				
2.5–2.6																				
2.6–2.7																				
2.7–2.8																				
2.8–2.9																				
2.9–3.0																				
3.0–3.1																				
>3.1																				
Верхний структурный комплекс	S <sub>2</sub> –D <sub>1</sub>	2.5–2.6																		
		2.6–2.7																		
		2.7–2.8																		
		2.8–2.9																		
		2.9–3.0																		
		3.0–3.1																		
		>3.1																		
		2.5–2.6																		
		2.6–2.7																		
		2.7–2.8																		
2.8–2.9																				
2.9–3.0																				
3.0–3.1																				
>3.1																				
Верхний структурный ярус	O <sub>3</sub> –S <sub>1</sub>	2.5–2.6																		
		2.6–2.7																		
		2.7–2.8																		
		2.8–2.9																		
		2.9–3.0																		
		3.0–3.1																		
		>3.1																		
		2.5–2.6																		
		2.6–2.7																		
		2.7–2.8																		
2.8–2.9																				
2.9–3.0																				
3.0–3.1																				
>3.1																				
Верхний структурный ярус	PR <sub>1,2</sub>	2.5–2.6																		
		2.6–2.7																		
		2.7–2.8																		
		2.8–2.9																		
		2.9–3.0																		
		3.0–3.1																		
		>3.1																		
		2.5–2.6																		
		2.6–2.7																		
		2.7–2.8																		
2.8–2.9																				
2.9–3.0																				
3.0–3.1																				
>3.1																				

Анализ магнитных свойств пород показывает широкий спектр магнитной восприимчивости от десятков до нескольких сотен единиц СГС. Между плотностью и магнитной восприимчивостью пород существует устойчивая прямо пропорциональная зависимость. Третья группа пород **Ив** объединяет породы гранулит-метабазитового комплексов (хордьюского и малыкского). Для этих пород, имеющих самые высокие значения плотности от 2.94 до 3.12 г/см<sup>3</sup>, отсутствует плотностная дифференциация по латерали и по разрезу, что позволяет при интерпретации гравитационных полей рассматривать малыкский и хордьюский гранулит-метабазитовые комплексы как монолитные блоки. Магнитная восприимчивость пород в этих комплексах не зависит от плотности. Она может варьировать в широких пределах, что связано с разным содержанием титаномагнетита в породах комплексов.

Вторая петрофизическая ассоциация **II** объединяет породы Восточно-Уральской структурной зоны [2,3,5], включая магматические породы различного состава от ультраосновного до кислого, а также вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные. Для данной петрофизической ассоциации пород характерны средне- и сильноинтенсивные положительные магнитные и гравитационные поля. Она состоит из трех петрофизических групп пород с отличающимися физическими свойствами и характером корреляционных зависимостей между собой.

К первой группе пород второй петрофизической ассоциации **IIa** отнесены ультраосновные породы офиолитового комплекса повышенной плотности (2.90–3.10 г/см<sup>3</sup>) и средней намагниченностью (от 100 до 750×10<sup>-6</sup> СГС). Специфической особенностью этой группы пород является отсутствие связи между плотностью и магнитной восприимчивостью. Физические свойства пород этой группы меняются в процессе серпентинизации. При увеличении ее степени дуниты сильно теряют свои плотностные свойства и приобретают высокие магнитные свойства. При схожих условиях гарцбургиты сохраняют свои плотностные характеристики и практически немагнитны. А у войкаритов отмечаются самые высокие значения и плотности, и магнитной восприимчивости. Над породами этой петрофизической группы наблюдаются средней интенсивности магнитные аномалии и интенсивные аномалии Δg.

Вторая петрофизическая группа **IIб** включает породы дунит-верлит-клинопироксенитового и габбрового комплексов, а так же вулканиты основного и реже среднего составов. Магматиты и вулканиты основного состава имеют повышенные значения плотности от 2.80 до 3.20 г/см<sup>3</sup> и магнитной восприимчивости более 750×10<sup>-6</sup> СГС. Установлена устойчивая прямо пропорциональная зависимость между плотностью и магнитной восприимчивостью. Породам данной петрофизической группы свойственны высокоинтенсивные магнитные и гравитационные поля.

В третью петрофизическую группу **IIв** входят породы кислые и умеренно-кислые интрузивные и эффузивные геологические образования, а также вулканогенно-осадочные и осадочные породы, характеризующиеся средней плотностью от 2.65 до 2.68 г/см<sup>3</sup> и слабой и средней намагниченностью от 1 до 750×10<sup>-6</sup> СГС. Общей закономерностью пород этой группы является отсутствие связи между плотностью и магнитной восприимчивостью. Границы вариаций физических свойств отдельных пород могут расширяться за счет различия в вещественном составе. К этим породам приурочены знакопеременные аномалии магнитного и гравитационного полей.

Представленная в таблице схема эволюции петрофизических характеристик разновозрастных образований (PR–KZ) севера Урала отражает длительную историю геологического развития Полярноуральского сектора литосферы. Полученный материал занял первостепенное место при комплексной интерпретации геолого-геофизических данных и используется в построение физико-геологической модели земной коры и верхней мантии региона исследований.

## Литература

1. Льюрова (Пономарева) Т.А. Глубинное строение Полярного Урала // Автореф... дис. кан. геол.-мин. наук. М., 1987. 175 с.
2. Макеев А.Б., Льюрова (Пономарева) Т.А. Магнитная восприимчивость пород и минералов ультрабазитов и ее значение для картирования Полярного Урала / Минералогия Тимано-североуральского региона. Сыктывкар, 1989. С.97–106. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН СССР. Вып. 72)
3. Пономарева Т.А. Петрофизические свойства пород Восточно-Уральской зоны полярного Урала // Мат. Межд. семинара. Пермь, 2015. С. 167–170.
4. Пономарева Т.А., Пыстин А.М. Петрофизическая характеристика пород полиметаморфических комплексов севера Урала // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2014. № 2(18). С. 68–74.
5. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.

## ПЕТРОГЕНЕЗИС БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА (ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

Симонов В.А.<sup>1</sup>, Карякин Ю.В.<sup>2</sup>, Котляров А.В.<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru, simonov@igm.nsc.ru<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, e-mail: yukar@ginras.ru

Исследования последних лет показали, что в геологической истории архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) базальтоидный магматизм действовал в период от ранней юры до раннего мела включительно [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7]. По данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования отчетливо выделяются два основных этапа магматической активности [7]: раннеюрский (196.5–189.1 млн лет) и позднеюрский-раннемеловой (160–125.2 млн лет), в котором различаются две стадии: позднеюрская (160–153 млн лет) и раннемеловая (145.5–125.2 млн лет).

Базальты раннеюрского этапа локально распространены на островах юго-западной части архипелага (Земля Александры, Земля Георга, Гукера, Алджера и др.). Есть не подтвержденные данные о присутствии их на островах Земля Вильчека, Солсбери, Джексона, Хофмана и др. [4]. Позднеюрские и раннемеловые базальтовые покровы слагают большую часть островов ЗФИ. Базальты данного возраста формируют многочисленные силлы, располагающиеся в раннемезозойских осадочных комплексах на разных стратиграфических уровнях, в том числе в разрезах параметрических скважин Нагурская (о. Земля Александры), Хейса (о. Хейса) и Северная (о. Грэм-Белл), а также большинство даек архипелага ЗФИ.

Для выяснения физико-химических условий петрогенезиса базальтовых комплексов ЗФИ исследовались расплавные включения в минералах из покровов, формировавшихся в течение всего периода магматической активности на архипелаге: ранняя юра – поздняя юра – ранний мел. Изучены образцы базальтов из раннеюрских (о. Земля Александры –  $189.9 \pm 3.1$  млн лет и о. Гукера –  $189.1 \pm 11.4$  млн лет), позднеюрских (о. Нортбрук –  $158.4 \pm 5.5$  млн лет) и раннемеловых (о. Земля Александры –  $131.2 \pm 5.9$  млн лет) базальтовых потоков. Базальты раннемеловых покровов центральной и северо-восточной частей архипелага ЗФИ, равно как одновозрастные дайки и силлы в данном сообщении не рассматриваются.

Расплавные включения в минералах из базальтовых пород исследовались в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск. Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились в микротермокамере с инертной средой [8] на основе имеющихся методик [9, 10]. Закаленные в стекло гомогенизированные включения анализировались на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» в ИГМ СО РАН. Содержания редких и редкоземельных элементов в расплавных включениях установлены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [11].

**Раннеюрские базальтовые покровы.** Расплавные включения (5–40 мкм) располагаются в центре, а также формируют несколько зон роста во вкрапленниках *плаггиоклаза* из базальтовых покровов о. Земля Александры. Экспериментальные исследования в микротермокамере показали, что температуры гомогенизации включений варьируют в диапазоне 1175–1210 °С. Результаты анализа стекол гомогенизированных расплавных включений показали, что по соотношению суммы щелочей, FeO/MgO и SiO<sub>2</sub> составы всех изученных включений располагаются в области пород нормальной щелочности и в поле толеитовых серий. Включения обладают относительно невысокими содержаниями калия (0.2–0.5 мас.%), титана (1–1.4 мас.%) и располагаются в полях платобазальтов Сибирской платформы и плато Онтонг Джава (Тихий океан). Принадлежность изученных расплавов к платобазальтовым системам видна также на диаграмме TiO<sub>2</sub> – FeO/MgO. На вариационных диаграммах Харкера включения соответствуют данным по расплавным включениям в минералах из траппов Сибирской платформы.

Первичные расплавные включения (5–30 мкм) в *клинопироксене* из базальтов о. Гукера располагаются равномерно в кристаллах, либо формируют зоны роста вдоль границ пироксенов. В ходе термометрических экспериментов полностью гомогенными включения становятся в интервале температур 1150–1175 °С. По соотношению суммы щелочей, FeO/MgO и SiO<sub>2</sub> составы изученных расплавных включений в клинопироксенах располагаются в области пород нормальной щелочности и в поле толеитов. При этом, включения из пироксенов базальтов о. Гукера близки к данным по включениям в плаггиоклазе из базальтовых потоков о. Земля Александры. Большинство включений из клинопироксенов о. Гукера содержат мало калия (0.14–0.37 мас.%) и умеренное количество титана (1.35–2.0 мас.%). По соотношению этих элементов они согласуются с данными по включениям из плаггиоклазов о. Земля Александры. На вариационных диаграммах Харкера составы расплавных включений в клинопироксенах о. Гукера по всем компонентам близки к данным по включениям в плаггиоклазах о. Земля Александры и по включениям в минералах из траппов Сибирской платформы.

Анализ на ионном зонде показал, что расплавные включения в минералах раннеюрских покровов ЗФИ по соотношениям таких индикаторных редких элементов, как Nb, Th, Y, Zr, относятся к сериям с плюмовым мантийным источником и располагаются в основном в поле базальтов океанических плато. На диаграммах Y – Zr и Zr – TiO<sub>2</sub> точки составов расплавных включений находятся практически в поле пород плато Онтонг Джава и траппов Сибири. По характеру распределения РЗЭ расплавные включения согласуются с данными по базальтам плато Онтонг Джава и соответствуют характеристикам траппов Сибирской платформы.

Прямой анализ стекол прогретых включений на ионном зонде свидетельствует о том, что рассмотренные раннеюрские магматические системы ЗФИ были практически сухими, с низкими содержаниями воды – около 0.03–0.13 мас. %.

**Позднеюрские (о. Нортбрук) и раннемеловые (о. Земля Александры) базальтовые покровы.** В *плаггиоклазе* первичные многофазовые включения расплавов (5–60 мкм) располагаются равномерно по объему кристалла и часто обладают ограниченными таблитчатыми формами. Первичные многофазовые расплавные включения (5–40 мкм) в *клинопироксене* занимают центры кристаллов или располагаются по зонам роста. После высокотемпературных опытов и закалки включения содержат гомогенное стекло, либо стекло + газовый пузырек. Экспериментальные исследования включений в микротермокамере показали, что минералы из базальтовых покровов о. Нортбрук кристаллизовались при более низких температурах (плаггиоклаз – 1130–1185 °С, клинопироксен – 1130–1180 °С), чем минералы о. Земля Александры: плаггиоклаз – 1160–1205 °С, клинопироксен – 1175–1210 °С.

По соотношению суммы щелочей, FeO/MgO и SiO<sub>2</sub> составы стекол практически всех прогретых расплавных включений располагаются в области пород нормальной щелочности и в поле толеитов. Включения из минералов о. Нортбрук содержат больше титана (до 2.1 мас.%), чем включения в базальтах о. Земля Александры (до 1.9 мас.%). В целом, по умеренным значениям K<sub>2</sub>O (0.1–0.4 мас.%) и TiO<sub>2</sub> (1–2.1 мас.%) данные по включениям в минералах из позднеюрских и раннемеловых покровов обоих островов соответствуют включениям из раннеюрских базальтовых потоков о. Гукера и о. Земля Александры, располагаясь в поле платобазальтов Сибирской платформы и плато Онтонг Джава (Тихий океан). Подобные закономерности отмечаются и на диаграмме TiO<sub>2</sub> – FeO/MgO.

На вариационных диаграммах Харкера включения в минералах раннемеловых покровов о. Земля Александры по одним элементам (титан, железо, кальций, калий) близки, а по другим (алюминий, магний) – отличаются от данных по включениям в минералах из траппов Сибирской платформы и из раннеюрских покровов Земли Франца-Иосифа. В то же время включения из позднеюрских покровов о. Нортбрука по всем компонентам соответствуют включениям из платобазальтов Сибири и из раннеюрских потоков ЗФИ.

Анализ на ионном зонде позволил выяснить, что рассмотренные включения в минералах позднеюрских и раннемеловых покровов ЗФИ по соотношениям индикаторных редких элементов (Nb, Th, Y, Zr) относятся к сериям с плюмовым мантийным источником. На диаграммах Nb/Y – Zr/Y и Zr/Nb – Nb/Th они располагаются в полях базальтов океанических плато, так же как и включения в минералах из раннеюрских потоков ЗФИ.

По характеру распределения редкоземельных элементов (в основном субгоризонтальные спектры с некоторым повышением роли легких лантаноидов) данные по включениям в минералах позднеюрских и раннемеловых покровов ЗФИ находятся в поле платобазальтов Сибирской платформы и плато Онтонг Джава. По этим характеристикам они соответствуют включениям в минералах из раннеюрских потоков ЗФИ.

Прямой анализ стекол расплавных включений на ионном зонде свидетельствует о незначительных содержаниях воды (0.12–0.24 мас.%) в базальтовых расплавах.

В целом, проведенные исследования расплавных включений показали, что покровы ЗФИ в течение всего периода действия (от ранней юры до раннего мела) базальтоидного магматизма формировались при участии плюмовых платобазальтовых магматических систем. Кристаллизация базальтовых пород происходила при температурах 1130–1210 °С из практически сухих (H<sub>2</sub>O 0.03–0.24 мас.%) толеитовых расплавов.

*Работа выполнена при поддержке Проекта РФФИ № 14-05-00143 и программ Президиума РАН №№ 23 и 44.*

## Литература

1. Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеанология. 2002. Вып. 4. С. 199–204.
2. Карякин Ю.В., Симонов В.А., Скляр Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Материалы международной научной конференции "Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики". М.: ГЕОС. 2008. Вып. 8. С.160–164.
3. Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Скляр Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2009. Т. 1. С. 257–263.

4. Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Бахтадзе В., Алексютин М. Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. № 2. С. 66–83.
5. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126–1144.
6. Kariakin Yu.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V., Shipilov E.V., Kovyazin S.V. Mantle plume episodes of the Archipelago Franz Joseph Land // Large Igneous Provinces, Mantle Plumes and Metallogeny. Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk: Sibprint. 2009. P. 144–146.
7. Karyakin Yu.V., Shipilov E.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V. Phases and stages of the plume magmatism in the Franz-Josef Land Archipelago // Large Igneous Provinces of Asia: Mantle Plumes and Metallogeny (Abstract volume), Irkutsk: Petrographica. 2011. 96–98.
8. Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.
9. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
10. Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 1183–1211.
11. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.

## ЩЕЛОЧНЫЕ ЛАМПРОФИРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА

Сироткин А.Н.

ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», г. Ломоносов, [rechenga-67@yandex.ru](mailto:rechenga-67@yandex.ru)

Сравнительно недавно на Шпицбергене в качестве позднепалеозойской щелочно-ультраосновной формации были выявлены дайки щелочных пикритов, лампрофиров и кимберлитоподобных пород [2, 8 и др.]. Пространственно они приурочены к зонам глубинных разломов, ограничивающих девонский грабен Шпицбергена, и локализованы, в основном, в породах нижнего-среднего девона.

В северо-западной части архипелага, непосредственно к западу от зоны глубинных разломов, являющейся западной тектонической границей грабена, располагается массив среднепалеозойских субщелочных гранитов, кварцевых монзонитов и гранодиоритов Хорнемантоппен, размеры которого достигают 200 км<sup>2</sup>. Возраст этих гранитоидов определен комплексом изотопных методов (Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb) и составляет 412–413 млн. лет [9 и др.].

Дайки лампрофиров в связи с этими гранитоидами отмечены давно [1 и др.]; на имеющихся в нашем распоряжении геологических картах они присутствуют в западной части горы Хорнемана и на хребтах к северу от неё (район ледника Ракбреен), а также на нунатаках в южной и юго-западной частях массива. Вмещающими породами для даек являются среднепалеозойские гранитоиды, что, по аналогии с разновозрастными массивами других районов архипелага [7, 10], даёт основание считать их также среднепалеозойскими. Порода даек в литературе представлены либо керсантами, либо просто лампрофирами [1 и др.]; петрохимически они описаны не были, что в целом дало основание продолжить их изучение.

Объектами изучения послужили крупные валуны (до 1–1,5 м в сечении) мелкозернистых меланократовых пород тёмно-серого и чёрного цвета, часто с мелкими порфировыми вкрапленниками светло-серого цвета, выявленные в морене вдоль ледника Смеренбургбреен, который на всём своём протяжении прорезает выходы гранитоидов массива Хорнемантоппен, и его морена сложена материалом пород этого массива. Изучение валунов, обнаруженных в морене, позволило выявить широкий спектр петрографических разностей пород, которые, тем не менее, все можно отнести к щелочным основным-ультраосновным породам [5]. Петрографическое описание шлифов дало возможность выделить среди опробованных пород следующие виды.

Нефелиниты – чёрные мелкозернистые порфировые породы. Вкрапленники представлены нефелином и титанавгитом; в основной массе присутствуют нефелин, титанавгит, биотит, калиевый полевой шпат, бариевый полевой шпат (до 5–7% от основной массы), вулканическое стекло. Аксессуары представлены ильменитом, апатитом, монацитом, пиритом.

Мельтейгиты – тёмно-серые породы с мелкозернистой порфировой структурой. Вкрапленники представлены нефелином, титанавгитом, биотитом, титаномagnetитом; основная масса сложена нефелином, арфведсонитом, биотитом. Из аксессуарных минералов отметим апатит и пирротин.

Учититы – тёмно-зеленовато-серые до чёрных породы с мелкозернистой порфировой структурой. В качестве вкрапленников отмечены титанавгиты; основная масса сложена биотитом, титанавгитом, стеклом в присутствии анальцита и кальцита. Аксессуары представлены титаномagnetитом, апатитом, рутилом.



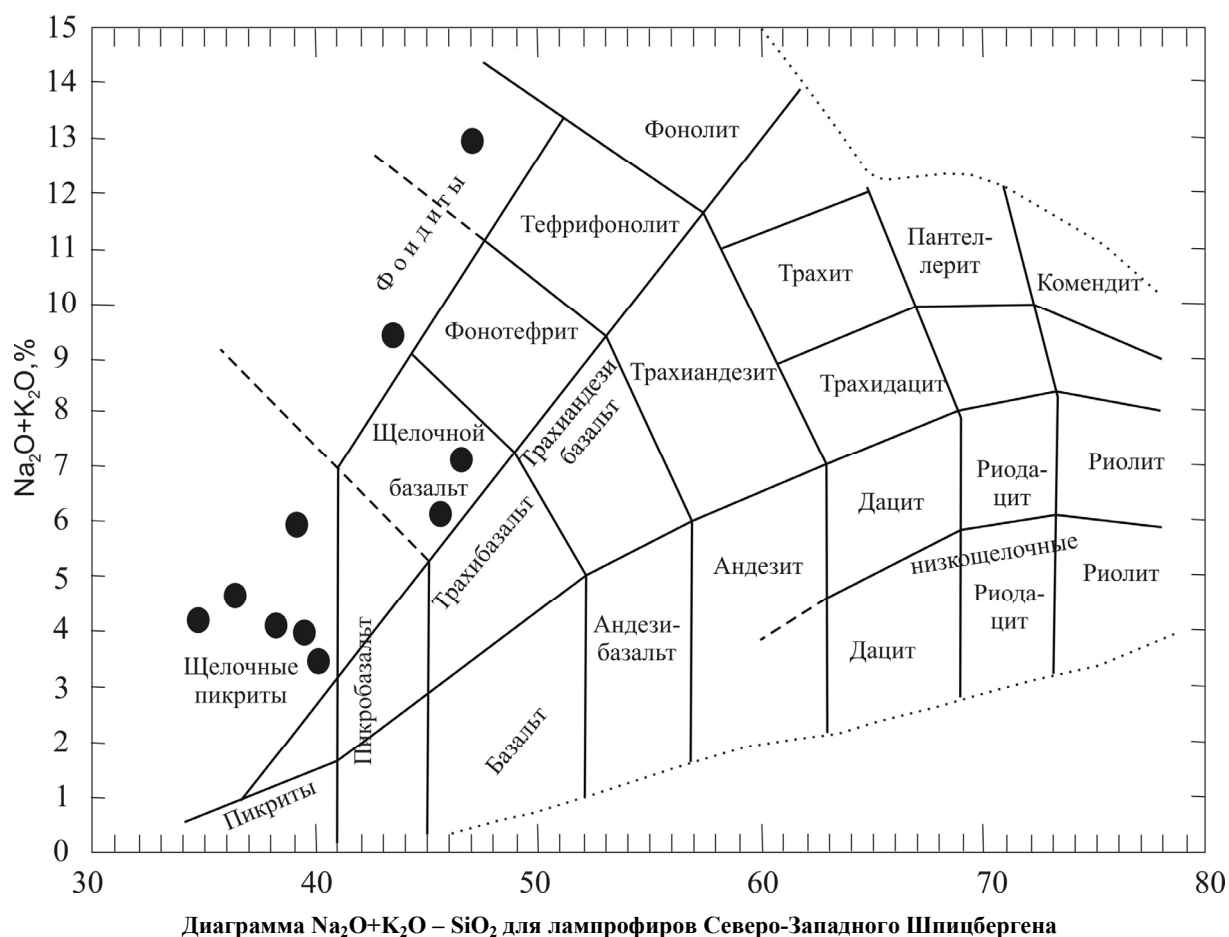
Щелочные базальты – тёмно-серые до чёрных афанитовые породы с редкими вкрапленниками ортопироксена и биотита. Основная масса представлена моноклинным пироксеном, калиевым полевым шпатом, биотитом, титаномagnetитом; по этим минералам широко развиты кальцит, тальк, хлорит. Из аксессуарных минералов надо отметить ильменит и апатит.

Вогезиты – тёмно-серые мелкозернистые породы с порфировой структурой. В качестве вкрапленников описаны ильменит, титаномagnetит, пирит; широко представлены крупные агрегаты кальцита, который развивается по вкрапленникам пироксена и (или) амфибола. Основная масса представлена Са амфиболом (керситом), титанавгитом, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом.

Биотит-амфиболовые лампрофиры – представлены тонкозернистыми афировыми породами с большим количеством ильменита и стекла; также присутствуют Na-Ca амфибол (рихтерит) и биотит. Широкое развитие имеют вторичные минералы – кальцит и хлорит. Из аксессуарных надо отметить титаномagnetит, апатит, пирит, галенит.

Керсантиты – тёмно-серые мелкозернистые породы с вкрапленниками биотита; основная масса представлена биотитом, авгитом, плагиоклазом, карбонатом и рудным минералом с редкими зёрнами мусковита и кварца.

По своему химизму изученные породы могут быть охарактеризованы как ультраосновные и основные щелочные породы, в которых содержание  $\text{SiO}_2$  находится в пределах 35–48%, а  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  – в пределах 3,5–13%. На диаграмме TAS (рис.) составы этих пород попадают в поля щелочных пикритов, щелочных базальтов и фойдитов. По составу нормативных минералов они характеризуются, в основном, как нефелин-оливин-диопсидовые породы; редкие пробы характеризуются отсутствием нефелина. Одновременно в некоторых пробах присутствует нормативный лейцит. Распределение РЗЭ характеризуется явным преобладанием лёгких РЗЭ над тяжёлыми и отсутствием заметного европиевого минимума ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0,86-0,96$ ), что указывает на их глубинное происхождение и на неистощённую мантию как источник магмы.



Приведённые выше материалы по характеристике щелочных лампрофиров Северо-Западного Шпицбергена показывают их относительную однотипность, что позволяет говорить о них как о едином объекте. Пространственная связь лампрофиров со среднепалеозойскими гранитоидами может указывать

на их генетическую связь. Ранее показано, что постоянная ассоциация гранитоидов и лампрофиров может являться составной частью контрастной габбро-гранитной магматической парагенетической ассоциации, что характерно для гранитов А-типа, к которым относятся среднепалеозойские гранитоиды Шпицбергена [4, 5 и др.].

С другой стороны, отсутствие данных по абсолютному возрасту этих лампрофиров позволяет в качестве альтернативной версии соотнести эти лампрофиры с породами позднепалеозойской щелочно-ультраосновной формации [8 и др.]. Дайки этого комплекса, описанные в западном и восточном бортах девонского грабена, представлены щелочными пикритами, лампрофирами и кимберлитоподобными породами. При сравнении этого комплекса с однотипными и одновозрастными образованиями Архангельской кимберлитовой провинции выяснилась их высокая сопоставимость как по геолого-тектонической, так и вещественной характеристике. По набору пород, по их петро- и геохимическим особенностям они наиболее близки ассоциации щелочно-ультраосновных пород Терского берега Кольского полуострова, где широко представлены так называемые кимпикриты и альпикриты [3]. Шпицбергенские позднепалеозойские дайки попадают в поля альпикритов, однозначно отождествляясь с кимберлитоподобными породами, часто ассоциирующихся с карбонатитами и высокощелочными породами.

Обнаружение щелочных лампрофиров, проявления которых на Северо-Западном Шпицбергене выявлены в связи с массивом гранитов Хорнмантоппен и в непосредственной близости от глубинных разломов, окаймляющих структуры девонского грабена, позволяет сделать два вывода. а) Состав лампрофиров и постоянная пространственная связь со PZ2 гранитоидами подтверждают выводы о внутриплитной природе этого магматического комплекса и о формировании его в обстановках PZ2 континентального рифтогенеза. б) В случае, если в дальнейшем будет доказана связь изученных лампрофиров с проявлениями PZ3 щелочно-ультраосновного магматизма, выявленного вдоль зон глубинных разломов в обрамлении девонского грабена, то можно будет прогнозировать обнаружение на Шпицбергене значительных тел карбонатитов и высокощелочных пород по аналогии с Терским берегом Кольского полуострова.

### Литература

1. Абакумов С.А. Основные черты геологии и метаморфизма Северо-Запада Шпицбергена // Геология Свальбарда. Л., НИИГА, 1976, с. 22–31.
2. Евдокимов А.Н., Сироткин А.Н., Бурнаева М.Ю., Радина Е.С. Первая находка акцессорных минералов кимберлитов в мафит-ультрамафитовых дайках Шпицбергена // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 2, с. 275–279.
3. Кимберлиты и некимберлитовая алмазоносность изверженных и метаморфических пород. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010, 448 с.
4. Кузнецов Н.Б. Основание Свальбарда: северо-восточное продолжение скандинавских каледонид или северо-западное продолжение протоуралид-тиманид? // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2009, т. 84, вып. 3, с. 23–51.
5. Сироткин А.Н. Проявления щелочного магматизма на северо-западе архипелага Шпицберген. // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа: Материалы XII международной научной конференции. Выпуск 12. М., ГЕОС, 2014, с. 276–282.
6. Сироткин А.Н. Среднепалеозойский гранитоидный магматизм архипелага Шпицберген // Геология и полезные ископаемые Кольского региона. Труды X Всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты: изд-во К&М, 2013, с. 99–103.
7. Сироткин А.Н., Толмачева Е.В. Среднепалеозойские субщелочные гранитоиды и связанные с ними включения вулканического стекла в породах метаморфического комплекса Дувейфьорд (о. Северо-Восточная Земля, архипелаг Шпицберген). // В кн.: Вулканизм и геодинамика. Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011, с. 101–104.
8. Сироткин А.Н., Чебаевский В.С., Евдокимов А.Н., Бурнаева М.Ю., Баянова Т.Б. Позднепалеозойский щелочно-ультраосновной магматизм и перспективы алмазоносности архипелага Шпицберген. Разведка и охрана недр, № 8, 2012, с. 63–71.
9. Balashov Ju. A., Peucat J.J., Tebenkov A. M., Ohta Y., Larionov A.N., Sirotkin A.N. Additional Rb-Sr and single grain zircon datings of Caledonian granitoid rocks from Albert I Land, northwest Spitsbergen. Polar Research 15(2), 1996, pp. 153–165.
10. Tebenkov A.M., Ohta Y., Balashov Ju. A., Sirotkin A.N. Newtontoppen granitoid rocks, their geology, chemistry and Rb-Sr age. Polar Research 15(1), 1996, pp. 67–80.

## ГРАНУЛИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Сироткин А.Н.

ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», г. Ломоносов, [pechenga-67@yandex.ru](mailto:pechenga-67@yandex.ru)

Древний кристаллический фундамент Шпицбергена является гетерогенным и формировался в раннепротерозойское – среднерифейское время [4, 7 и др.]. Породы его разновозрастных комплексов метаморфизованы в широком спектре фаций: от зеленосланцевой до амфиболитовой. Комплексы, регионально метаморфизованные в гранулитовой фации, на сегодняшний день неизвестны. Тем не менее, имеются доказательства существования среди пород фундамента архипелага древних гранулитов.

Породы с минеральными парагенезисами гранулитовой фации в метаморфических комплексах Шпицбергена впервые описаны в 1956 году англичанином К. Сэндфордом [11] на о. Северо-Восточная Земля. Позже такие же парагенезисы были описаны в различных районах архипелага советскими, норвежскими и шведскими геологами [1, 6, 9, 10]. Наиболее детально такие породы (гранулиты) были описаны С.А. Абакумовым в 1973 году в разрезах серии Смеренбургфьорд в северо-западной части архипелага [1, 3]. Для выявленных блоков двупироксеновых сланцев был описан минеральный состав (*Рпир*, *Мпир*, *Би*, *Амф*, *Пл*, *Кв*) и определены оптические константы для пироксенов. На присутствие минералов гранулитовой фации в метаморфических породах Шпицбергена указывают и результаты изучения газовой-жидкой включений в метаморфогенных минералах из пород нижнепротерозойской серии Атомфьелла (полуостров Нью Фрисланд). Здесь в зёрнах детритового кварца выявлены включения жидкой высокоплотной  $\text{CO}_2$ , образование которых могло быть связано, в том числе, и с условиями гранулитовой фации регионального метаморфизма [5].

Кроме этого, надо отметить, что иногда по цирконам из различных пород (PR-MZ) всех районов архипелага фиксируются позднеархейские возраста – 3600–2400 млн лет [4 и др.]. Наиболее показательными в этом отношении являются результаты по пироксеновым гнейсам серии Атомфьелла, впервые описанные С.А. Абакумовым. Шведские геологи, позднее изучавшие эти породы, получили возраст (U-Pb) в 2709 млн лет [9]. Таким образом, приведённые данные указывают на важность и необходимость выявления и изучения парагенезисов гранулитового метаморфизма в породах кристаллического фундамента Шпицбергена и определения условий, обстановок и возраста его проявлений.

Породы с минеральными парагенезисами гранулитовой фации изучались автором в 2013 г. в составе серии Смеренбургфьорд на Северо-Западном Шпицбергене (СЗШ), чей раннепротерозойский возраст определяется на основании сходства её характеристик с характеристиками нижнепротерозойской серии Атомфьелла, полуостров Нью Фрисланд [4 и др.]. Нижняя часть серии, где выявлены блоки гранулитов, представляет нестратифицированный комплекс разнообразных гнейсов с пачками мраморов и телами амфиболитов и с широким развитием разнотипных мигматитов и теневого гранитоидов. По нашей оценке [1, 4], субстрат этого комплекса характеризуется повышенным содержанием Mg, Fe, Ca. Для пород характерны минеральные парагенезисы амфиболитовой фации; одновременно описаны двупироксеновые ассоциации, трактуемые как реликты гранулитовой фации [1, 3]. Ориентировочная мощность этой части серии 7–8 км.

Для мигматитов серии характерно присутствие многочисленных реститов разного размера и состава, среди которых надо отметить частое присутствие основных ортопород. Эти реститы в наибольшем количестве встречаются на северном берегу полуострова Ваза (г. Биргера) и близлежащих островах, где они могут достигать первые десятки метров в поперечнике. Для этих ортопород характерно наличие реликтов магматической структуры и присутствие в составе таких минералов, как пироксены. По своему химизму они могут быть соотнесены с базальтами, андезибазальтами и даже андезитами как толеитовой, так и субщелочной серии. Для них характерно однотипное распределение РЗЭ, что указывает на единство их природы; частое отсутствие европиевого минимума указывает на глубинное происхождение этих пород. Дискриминационные диаграммы в качестве обстановки формирования магматитов указывают обстановки внутриплитного тектогенеза.

Главной особенностью минерального состава этих пород являются его однотипность и постоянство, а также химический состав слагающих эти породы минералов. Минеральные ассоциации, изученные в гранулитах, представлены *Рпир* и *Мпир*, *Би*, *Амф*, основным *Пл*, *Кв*; также могут присутствовать, обычно в минимальных количествах, *Хл*, *Мус*, *Алб*. Из аксессуарных минералов отмечены *Цир*, *Рут*, *Ильм*, *Ап*, пирротин. Петрографическое описание шлифов позволяет в качестве раннего выделить парагенезис *Рпир*+*Мпир*+*Би*+*Пл*+*Кв*. Амфибол является более поздним наложенным минералом, развивающимся обычно по пироксенам. Это же относится к *Хл*, *Мус*, *Алб*, которые развиваются по *Би* и *Пл*. Таким образом, по характерному парагенезису эти породы можно отнести к гранулитовой фации метаморфизма [2 и др.], вероятнее всего, к её нижнетемпературной субфации. Химизм минералов подтверждает эти выводы.

**Пироксены.** Эти минералы представлены в гранулитах двумя разновидностями: ромбической и моноклинной. *Рпир* – гиперстен. Он присутствует в большинстве шлифов, но иногда нацело замещён *Амф*. Железистость (F) этого минерала находится в пределах 41–61. Количество  $Al_2O_3$  колеблется от 0,33 до 2,23%, что указывает на умеренное для гранулитовой фации давление. *Мпир* встречается во всех изученных шлифах и представлен обычно диопсидом, очень редко – авгитом. Для этих диопсидов характерно: F – 30–46; количество щелочей минимально (< 0,5%), а  $Al_2O_3$  – в пределах 0–0,96%. Авгит характеризуется F – 40–42; более высоким количеством щелочей (> 0,5%) и  $Al_2O_3$  – до 3%. Надо отметить, что оба моноклинных пироксена могут встречаться в одном шлифе.

**Биотиты.** Очень показательный минерал, который встречается в этом типе пород постоянно, а по своему химизму резко отличается от *Би* амфиболитовой фации. Для него F находится в пределах 90–97;  $Al_2O_3$  – 11–14%,  $TiO_2$  – 5–7%, что говорит об очень высоких температурах кристаллизации этого минерала.

**Плагноклазы.** Это постоянный член гранулитового парагенезиса и характеризуется высокой основностью и обратной зональностью (центральные части зёрен более кислые по сравнению с периферийными частями). Этот минерал характеризуется стабильно низким содержанием ортоклазового минала либо его отсутствием. Основность минерала, по нашим наблюдениям, варьирует в широких пределах: от № 36–39 до № 96–99. Доминируют *Пл* № 36–46 и № 68–88, указывая на существование двух генераций этого минерала. Надо отметить, что обе генерации *Пл* могут встречаться в одном шлифе. Кроме этого, в шлифах отмечен ещё и *Алб* (№ 1–5), что указывает на сложную метаморфическую историю этих пород. К гранулитовому парагенезису, с нашей точки зрения, относится основной *Пл*.

**Амфиболы.** Зелёные разновидности *Амф* постоянно присутствуют в шлифах; относятся к группе актинолитов, очень редко – магнезиальных роговых обманок. Для актинолитов характерно: F – 40–50, высокое содержание  $SiO_2$  и невысокое  $Al_2O_3$  (1–3%). Магнезиальные роговые обманки, которые встречаются нечасто и макроскопически трудно отличимы от актинолитов, характеризуются F – 35–40, пониженным содержанием  $SiO_2$  и высоким  $Al_2O_3$  (4–8%). Вполне вероятно, что эти *Амф* относятся к разным этапам (стадиям) регрессивного метаморфизма. На это же указывает резкая дифференциация количества  $TiO_2$  в амфиболах (от 0 до 9%); с другой стороны, высокое содержание летучих ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ) указывают на регрессивный метаморфизм как условие кристаллизации этих *Амф*.

Применив минеральные геотермобарометры [8], мы попытались определить температуры и давления, при которых шла кристаллизация описанных гранулитовых парагенезисов. Использование двупироксеновых равновесий позволило рассчитать эти параметры: T – 833–1154 °C при P – 5–7 кбар. Если даже указанный верхний температурный предел считать ошибочным, неравновесным, то интервал T – 833–893 °C уверенно отвечает гранулитовой фации, а невысокие давления (5–7 кбар) подтверждаются минеральным парагенезисом и составами отдельных минералов (например, гиперстена).

Таким образом, на Северо-Западном Шпицбергене в породах нижней части серии Смеренбургфьорд выявлены блоки плагноклаз-биотит-двупироксеновых пород, которые по своим характеристикам должны быть отнесены к гранулитам. Прогрессивный метаморфизм этих пород проходил в условиях гранулитовой фации, что подтверждается данными по парагенезисам, составам минералов и минеральной геотермобарометрии.

Докарельские комплексы (с точки зрения современного знания) не представлены в сегодняшнем срезе фундамента Шпицбергена, однако существование протолита такого возраста несомненно. Об этом говорят многочисленные датировки, указывающие позднеархейский возраст в 3600 – 2400 млн лет [4, 9]. Породы протолита могли служить материалом для формирования комплексов фундамента, являясь источником сноса, а также в виде блоков различного размера могли быть включены в его разрезы [6, 9]. В конечном итоге, они могут быть основанием, на котором залегают базальные толщи известного фундамента. Породы протолита полностью или частично метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, о чем свидетельствуют как парагенезисы, так и ГЖВ в кварце; давление при их формировании превышало 5–7 кбар, а температура – 833–893 °C.

## Литература

1. Абакумов С.А. Основные черты геологии и метаморфизма Северо-Запада Шпицбергена // Геология Свальбарда. Л., НИИГА, 1976, с. 22–31.
2. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Схема минеральных фаций метаморфических пород. Записки РМО, ч. 137, № 2, 2008, с. 1–13.
3. Российские геологические исследования на Шпицбергене 1962–1996 г.г. // Под ред. Красильщикова А.А. ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология, СПб, 1998, 228 с.
4. Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н. Эндеогенные режимы и эволюция метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген (на примере полуострова Нью-Фрисланд). СПб, ВНИИОкеангеология, 2011, 270 с.
5. Сироткин А.Н., Толмачева Е.В. Новые данные об условиях метаморфизма пород серии Атомфьелла (полуостров Нью-Фрисланд) // Комплексные исследования природы Шпицбергена, вып. 3, Апатиты, изд-во КНЦ РАН, 2003, с. 76–80.

6. Турченко С.И. Докаледонский этап тектонического развития складчатого основания арх. Шпицберген как фундамента древней платформы// В кн.: Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Ленинград, «Наука», 1987, с. 222–231.
7. Хаин В.Е., Филатова Н.И. От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики. ДАН, 2009, т. 428, №2, с. 220–224.
8. Gerya T.V., Perchuk, L.L. GEOPATH – a thermodynamic database for geothermobarometry and related calculations with the IBM PC computer. In: Metamorphic Styles in young and ancient orogenic belts. The University of Calgary Press. 1992. Program and Abstract. P. 59–62.
9. Hellmann F.J., Gee D.G., Witt-Nilsson P. Late Archaean basement in the Bangenhuken Complex of the Nordbreen Nappe, western Ny Friesland, Svalbard // Polar Res., 2001, vol. 20, pp. 49–59.
10. Lauritzen O., Ohta Y. Geological map of Svalbard, 1:500 000. Sheet 4G, Nordaustlandet. Oslo, Norsk Polarinst., Skr. N154D, 1984.
11. Sandford K.S. The stratigraphy and structure of the Hecla Hoek Formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North – East Land (Spitsbergen). Quart. J. Geol. Soc. Lon., vol. 112, 1956, p.p. 339–362.

## МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ХРЕБТА МАРУНКЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Уляшева Н. С., Пыстин А. М.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, [nsulasheva@geo.komisc.ru](mailto:nsulasheva@geo.komisc.ru)

Мафит-ультрамафитовая ассоциация хребта Марункеу включает плагиоклазовые и гранатые перидотиты, габбро, апогаббровые и апогипербазитовые эклогиты и амфиболиты, друзиты. Эти породы в виде останцов, глыб и линзообразных тел залегают среди гнейсов и апобазальтовых амфиболитов и эклогитов марункеуской свиты раннепротерозойского возраста. Между всеми разновидностями перидотитов, а также между габброидами и апогаббровыми эклогитами имеются постепенные переходы [2]. Возраст plutонического комплекса также считается дорифейским [4]. Исследователями отмечается, что рассматриваемый комплекс пород принадлежит к метабазит-гипербазитовой формации, формировавшейся в условиях спрединга и близка по составу к абиссальным толеитам океанического дна [2].

Нами рассмотрен петрохимический и редкоэлементный состав габброидов, апогаббровых эклогитов и метaperидотитов хребта Марункеу, сосредоточенных на Слюдяной горке. Метaperидотиты имеют петельчатую, друзитовую текстуру, нематогранобластовую структуру. Петельчатая текстура обусловлена развитием серпентина по оливину. Друзитовая текстура выражается образованием амфибола и граната в виде друз. Минеральный состав пород представлен оливином, гиперстеном, крупными кристаллами бронзита, замещающимися вторичными амфиболом, кианитом, омфацитом, диопсидом и цоизитом. Рудные минералы представлены магнетитом и рутилом, акцессории – апатитом, цирконом и шпинелью.

Габбро-нориты имеют гипидиоморфнозернистую, келифитовую структуру, сильно сосюритизированы и состоят из авгита, ортопироксена, граната и сосюритизированного плагиоклаза. Плагиоклаз практически полностью замещается мелкими зернами цоизита и кианита. На контакте пироксена и плагиоклаза развиваются вторичный омфацил и гранат. По спайности авгит замещается гранат-биотитовой ассоциацией. Непосредственно в эклогитах гранатовая оторочка, окружающая зерна омфацила, отделяет их от цоизит-кианитового материала. Нередко в породах наблюдаются извилистые узорчатые прослои амфибол-кварцевых симплектитов и обособления кианит-цоизит-мусковитового состава. Гранат в эклогитах представлен пиропом, амфиболовой обманкой и каринтином. Акцессорными минералами являются циркон, апатит и рутил.

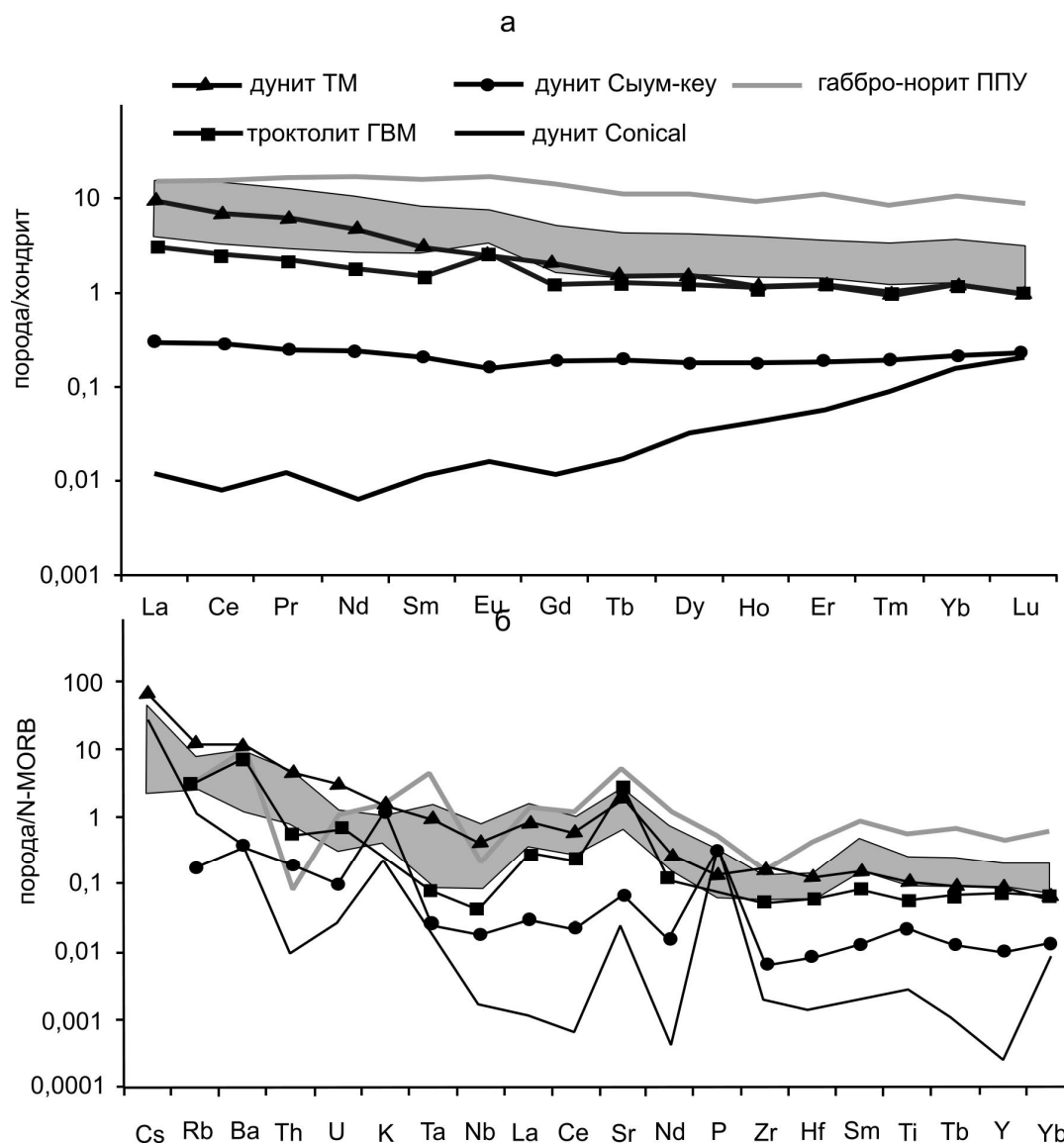
По химическому составу апогаббровые эклогиты соответствуют габбро и оливиновым габбро, а метаультрабазиты – лерцолитам. Габбро-нориты и апогаббровые эклогиты являются высокоглиноземистыми низкотитанистыми натриевыми и калиево-натриевыми образованиями. Метaperидотиты и метабазиты не обнаруживают четкого тренда обогащения железом и занимают промежуточное положение между толеитовой и известково-щелочной сериями.

Мафит-ультрамафитовые породы и вмещающие апобазальтовые эклогиты и амфиболиты на вариационных диаграммах MgO – оксиды образуют неодинаково направленные тренды дифференциации компонентных составов, что говорит о различных источниках магматических расплавов. На это указывает и редкоэлементный состав plutонических пород, характеризующийся их пониженным суммарным содержанием и повышенным количеством Sr и Ni относительно составов амфиболитов и апобазальтовых эклогитов.

Для установления геодинамических обстановок формирования протолитов плутолитов были использованы идентификационные диаграммы, разработанные как для базитов, так и ультрабазитов. На диаграмме Nb/Y – Ti/Y [8] точки составов апогаббровых эклогитов и перидотитов расположились в поле океанических

базальтов и в области пересечения островодужных и океанических образований. По соотношениям  $Ti/Y - Zr/Y$  [9] практически все рассматриваемые породы расположились в области окраин платформ. По соотношению  $V - Ti$  [10] точки составов эклогитов и метAPERидотитов также занимают область пересечения островодужных и океанических обстановок. На тройной диаграмме  $Th-Hf/3-Ta$  [11] большинство точек составов пород располагаются в поле островодужных обстановок.

На графиках, где составы пород нормированы относительно хондрита и N-MORB, габбро-нориты, эклогиты и метAPERидотиты образуют схожие тренды распределения элементов, что говорит об их комагматичности. На рис. 1 а видно, что интрузивные образования имеют повышенные содержания легких редкоземельных элементов в 6–20 раз выше хондритовых и пониженные количества тяжелых редкоземельных элементов в 1–6 раз выше хондритовых. Тренды распределения элементов образует наклон с европиевыми максимумами. На спайдер-диаграмме (рис. 1 б) наблюдаются повышенные содержания литофильных элементов Ba, Rb, Cs и пониженные содержания высокозарядных элементов относительно содержаний их в N-MORB, а также Sr максимум и Ta-Nb и Zr-Hf минимумы, характерные для надсубдукционных обстановок [6].



Содержания редких и редкоземельных элементов в габбро-норитах, апогаббровых эклогитах и метAPERидотитах хребта Марункеу (поле серого цвета) и в других плутонических породах из различных массивов, нормализованные по хондриту и базальту N-MORB. Условные обозначения: дунит ТМ – дунит расслоенного Талажинского мафит-ультрамафитового массива Канской глыбы Восточного Саяна [6]; дунит Сыум-кеу – дунит из гипербазитового массива Сыум-кеу Полярного Урала [3]; габбро-норит ППУ – габбро-норит из массива Платиноносного пояса Урала [5]; троктолит ГВМ – троктолит Громаденско-Вургувеевского перидотит-габбрового массива Западной Чукотки [1]; дунит Conical – преддуговый дунит Conical Марианской островной дуги [7]

Сравним мафит-ультрамафитовые породы хребта Марункеу с plutonic образованиями других массивов из различных геодинамических обстановок. На рис. 1 видно, что тренды распределения редких и редкоземельных элементов интрузивов Марункеу отличаются от тренда дунита из расположенного восточнее от него крупного гипербазитового массива Сыумкеу и тренда преддугового дунита Conical Марианской островной дуги. Габбро-нориты Платиноносного пояса Урала характеризуются более высокими содержаниями тяжелых редкоземельных элементов относительно плутонов Марункеу. Наиболее близки составы изучаемых мафитов и ультрамафитов Марункеу с троктолитами Громадненско-Вургувеевского перидотит-габбрового массива Западной Чукотки и дунитами расслоенного Талажинского мафит-ультрамафитового массива Канской глыбы Восточного Саяна. По мнению исследователей, породы названных массивов сформировались в надсубдукционной обстановке: троктолиты Громадненско-Вургувеевского массива образовались на ранней стадии развития энсиматической дуги [1], а дуниты расслоенного Талажинского мафит-ультрамафитового массива раскристаллизовались за счет плавления в зоне субдукции толеитовых базальтов океанического плато [6].

Таким образом, можно сделать вывод, что мафит-ультрамафитовые породы хребта Марункеу, представленные различными метаперидотитами, габбро-норитами и апогаббровыми эклогитами представляют собой самостоятельный plutonic комплекс. Отчетливые Ta-Nb и Zr-Hf минимумы и Eu-максимум на мультиэлементных спектрах указывают на формирование этих пород в надсубдукционной обстановке, возможно с контаминацией континентального вещества (повышенные содержания Ba, Sr и Rb).

### Литература

1. Ганелин А.В., Силантьев С.А. Вещественный состав и геодинамические условия формирования интрузивных пород Громадненско-Вургувеевского перидотит-габбрового массива, Западная Чукотка // Петрология, 2008, Т. 16. С. 606–626.
2. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.
3. Коротеев В.А., Семенов И.В. Влияние конвекционно-спрединговых и мантийно-плюмовых процессов на формирование химического состава базальтов и plutonic пород рифта Палеоуральского океана // Литосфера, 2008. № 5. С. 54–83.
4. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
5. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. Новые данные по геохимии Платиноносного Пояса Урала: вклад в понимание петрогенеза // Геохимия, 1999. № 4. С. 352–370.
6. Юричев А.Н., Чернышев А.И. Родоначальный расплав и геодинамика расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов канской глыбы Восточного Саяна // Известия Томского политехнического университета, 2014. Т. 324. № 1. С. 128–135.
7. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting, 1998. J. Petrol., V. 39 (9). P. 1577-1618.
8. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, r.s. (ed), Andesites. John Wiley & Sons, Chichester, 1982. P. 525–548.
9. Pearce, J.A., Gale G.H. Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In: Volcanic Processes in Ore Genesis. Geological Society, 1977. London. Special Publications, 7. P. 14–24.
10. Shervais, J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters 59, 1982. P. 101–118.
11. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11.



МАГМАТИЗМ  
И ГЕОДИНАМИКА:  
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ  
ИНДИКАТОРЫ  
ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ  
ОБСТАНОВОК



**РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ГРАНИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА  
КАК ИНДИКАТОР ГЛУБИННЫХ ОЧАГОВЫХ СТРУКТУР ТРАНСФОРМНОЙ  
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ**

Алексеев В.И.

*Горный университет, Санкт-Петербург, via59@mail.ru*

Одной из проблем палеогеодинамического анализа является поиск петрологических индикаторов геотектонических обстановок. В последние десятилетия на Востоке России обнаружен новый признак обстановки тыловой зоны трансформных континентальных окраин: редкометалльно-гранитовый магматизм, сопряженный с мантийно-коровыми очаговыми структурами. Несмотря на относительно небольшую глубину магматических колонн, формирующихся в ходе редкометалльно-гранитового магматизма, к ним вполне применима концепция плюмов, соединенная с достижениями современной тектоники плит и террейнового анализа.

С учетом современных данных о глубинном строении, петрологии и изотопно-химическом составе пород может быть проведена аналогия внутриконтинентальных ареалов гранитоидов и вулканитов Дальнего Востока с хорошо изученными проявлениями плюмового гранитоидного магматизма Центральной Азии [5]. Существенное отличие дальневосточных гранитоидных провинций от провинций Центральной Азии состоит в преобладании надсубдукционной и трансформной геодинамических обстановок. Для Дальнего Востока характерны умеренно-коллизийные условия магматизма, возникающие при надсубдукционном столкновении выклинивающейся континентальной плиты и островных дуг, и условия трансформных окраин, благоприятные для завершения гранитоидных серий редкометалльными литий-фтористыми гранитами [2, 6, 9]. Имеющиеся отличия в возрасте, степени метаморфизма вмещающих комплексов и геодинамической эволюции Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов не мешают проведению аналогии: для тихоокеанского магматизма предложена модель малоглубинных плюмов в районах разрыва субдуцированной литосферы (слэб-виндоу) [4, 9].

Становление континентальной окраины Северо-Восточной Азии происходило в раннем мелу – начале позднего мела (145–95 млн лет) в условиях нарастания трансформного смещения тихоокеанских литосферных плит относительно азиатского континента и взаимного скольжения микроплит циркумтихоокеанского коллажа и сопровождалось образованием слэб-виндоу и астеносферных диапиров [9, 10]. В нижних горизонтах осадочных толщ на участках изгиба и сочленения глубинных разломов происходило масштабное плавление, были сформированы раннемеловые гранитоидные батолиты Татибинского, Хинган-Охотского, Главного Колымского, Северного, Чаун-Иультинского плутонических поясов. Позднемеловой этап тектонической эволюции Тихоокеанского рудного пояса (ТРП) ознаменовался становлением единой Азиатской континентальной окраины и переходом к нормальной субдукции океанической плиты.

На границе ранне-позднемелового трансформного и позднемелового субдукционного этапов (в различных секторах ТРП от 96 до 84 млн лет) в наиболее погруженных фрагментах слэба под тыловой зоной ТРП происходило кульминационное магматическое событие. В остаточных магматических очагах, расположенных над раннемеловыми гранитоидными батолитами происходило созревание лейкогранитовых магм, обогащенных под воздействием флюидных мантийных потоков фтором, бором и редкими элементами [1, 2]. Связь коровых очагов и астеносферы осуществлялась посредством глубинных очаговых структур, уходящих корнями в верхнюю мантию [3, 8]. На поверхности эти структуры выражены в виде мегаорогенов площадью в  $n \cdot 10^4 \text{ км}^2$ , включающих крупнейшие рудные районы региона [6].

Общепризнанной основой выделения очаговых структур является геолого-геофизическое моделирование строения земной коры по сейсмометрическим, гравиметрическим, термометрическим данным [4]. Очаговые структуры (Баджало-Ямалинская, Сихотэ-Алинская, Куйвиеем-Пыркайская и др.) маркируются локальными гравиметрическими аномалиями (–30–160 мГл) и сопровождаются аномалиями теплового потока (55–90 мВт/м<sup>2</sup>), скорости продольных волн (8.0–8.17 км/с) и температуры на поверхности Мохо (до 600–900 °С). Гравитационные минимумы образуют цепочку вдоль Индокитай-Чукотской гравитационной ступени – зоны повышенного горизонтального градиента мощности коры, сформированной в позднем мезозое – кайнозое в тыловой зоне ТРП [8]. Наиболее исследована приамурская часть зоны – Пограничная (Большой Хинган-Тайхан-Улиньская) ступень, выделенная Ю.Ф. Малышевым и выраженная в виде перегиба поверхности Мохо на глубине 34–42 км. Амплитуда аномалии 50–100 мГал, горизонтальный градиент поля силы тяжести 1–2 мГал/км, протяженность – несколько тысяч километров, ширина до 150 км. Северная часть гравитационной ступени совмещена с ОЧВП и контролирует Колымско-Паляваамскую цепочку гравитационных минимумов, к которой примыкает в Приохотье Омолонско-Чукотская цепочка, включающая минимумы Колымской структурной петли [7]. Таким образом, Пограничная гравитационная ступень (на юге) и западная градиентная

граница Верхояно-Охотской аномалии (на севере) контролируют единую трансрегиональную Дальневосточную зону гранитизации континентальной коры протяженностью в тысячи километров и шириной до 1500 км. Глубинные структуры второго порядка представляют собой крупные, относительно самостоятельные в геодинамическом и магматическом отношении области тектоносферы Дальнего Востока, соответствующие гранитоидным провинциям – Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской, Яно-Колымской и Новосибирско-Чукотской.

В каждой провинции выделены очаговые структуры третьего порядка, которые включают три петрогенетических яруса: 1) нижний – зону литосферного разуплотнения; 2) средний – зону ниже-среднекорового разуплотнения, транспортировки магм и флюидов и гранитизации; 3) верхний – зону орогенных дислокаций, рассеянного интрузивного магматизма, метасоматизма и рудогенеза [3, 4, 7]. В функциональном отношении эти ярусы формируются в результате взаимосвязанных геодинамических процессов. Зона литосферного разуплотнения представляет собой останец теплового и (или) химического очага возбуждения магматических процессов – купольную часть мантийного плюма. Ниже-среднекоровая зона – это магнопроницаемый канал с системой промежуточных магматических очагов и верхним очагом гранитоидной магмы. На этом ярусе происходит передача теплового возбуждения из мантии в кору путем, возможно, дилатационного разуплотнения и последующей транспортировки флюидно-магматического вещества; здесь располагается гранитоидный криптобатолит. Верхняя зона формируется в результате сводово-глыбовых деформаций складчатых комплексов, многоэтапного интрузивного и вулканического магматизма, включает интрузивные комплексы лейкогранитов, монцонитоидов, редкометалльных Li-F-гранитов и сопутствующие рудно-метасоматические образования [1]. Верхние этажи очаговых структур, сформированные в условиях локального сжатия, вмещают крупнейшие вольфрамово-оловянные месторождения Восточно-Азиатской олово-вольфрамовой зоны – Правовоурмийское, Тигриное, Одинокое, Пыркакайское и др. [2].

Таким образом, в результате позднемеловой активизации тыловой зоны трансформной азиатской континентальной окраины и близодновременного функционирования очаговых структур был сформирован Дальневосточный пояс Li-F-гранитов, являющийся закономерной составной частью Тихоокеанского рудного пояса. Получены данные о вещественном сходстве и генетическом единстве интрузивных образований очаговых структур и их принадлежности к рудоносным лейкогранит-монцонитоидно-редкометалльно-гранитовым сериям Дальневосточного пояса Li-F гранитов [1]. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока являются новым петрологическим индикатором геодинамических обстановок трансформных континентальных окраин.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках базовой и проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К на 2014-2016 гг. и РФФИ (гранты 11-05-00868; 14-05-00364).*

## Литература

1. Алексеев В.И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2014. 244 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
3. Глубинная структура рудных районов очагового типа: Центральноазиатский сегмент Тихоокеанского рудного пояса / Л.И. Брянский, В.А. Бормотов, Н.П. Романовский и др. М.: Наука, 1992. 156 с.
4. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
5. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве / О.А. Богатиков, В.И. Коваленко, Е.В. Шарков; отв. ред. В.В. Ярмолюк. М.: Наука, 2010. 606 с. – Тр. ИГЕМ: новая серия. Вып. 3.
6. Митрофанов Н.П. Геодинамические условия формирования месторождений олова в Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса // Минеральное сырье. № 29. М.: ВИМС, 2013. 225 с.
7. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса / Н.П. Романовский. М.: Наука, 1987. 192 с.
8. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.
9. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
10. Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340–345.

**КОЛЛИЗИОННЫЕ И ВНУТРИПЛИТНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ:  
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ****Антипин В.С., Шептякова Н.В.***Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: antipin@igc.irk.ru*

Анализ редкоэлементных и изотопно-геохимических характеристик гранитоидов может способствовать выявлению индикаторных критериев для установления геодинамических обстановок, в которых происходило развитие и эволюция гранитоидного магматизма и оценки их потенциальной рудоносности. Исследованиями последних лет в Прибайкалье установлено, что формирование гранитоидов могло быть связано с коллизионным раннепалеозойским этапом геологического развития региона, а также с внутриплитным магматизмом средне- и позднепалеозойского возраста [3, 7].

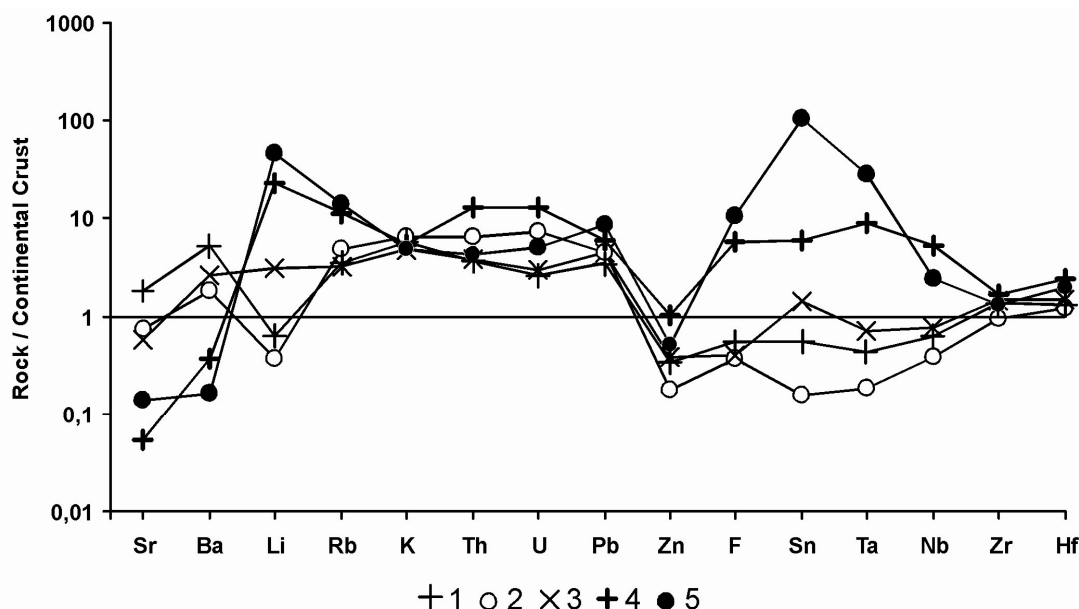
Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Западного и Южного Прибайкалья (хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон) проявлен в автохтонной и аллохтонной фациях и представлен породами различных геохимических типов: породы нормальной Na-щелочности (мигматиты и плагиограниты), известково-щелочные (K-Na граниты и лейкограниты) и субщелочные (граносиениты и кварцевые сиениты) гранитоиды. Формирование пород хамардабанского комплекса происходило в интервале 516–490 млн лет, а шаранурского комплекса в Приольхонье и на о. Ольхон – 505–477 млн лет [1, 5]. Гранитоиды известково-щелочного и субщелочного рядов могли образоваться при анатектическом плавлении древнего сланцево-гнейсового субстрата, к которому они близки по общему химическому и редкоэлементному составу. Проведено сравнение изотопно-геохимических характеристик гранитоидов Прибайкалья и других современных и древних коллизионных зон (Гималаи и Центральная Испания), которое подтвердило сходство вещественных особенностей гранитоидных пород и их зависимость от состава корового протолита.

Средне- позднепалеозойский гранитоидный магматизм в Хамардабанской провинции характеризуется развитием интрузивно-субвулканических, в том числе и редкометалльных пород, объединяемых в Уругудей–Утуликский пояс среди докембрийских метаморфических толщ. Многофазные массивы (Харагульский, Биту-Джидинский и Уругудеевский) образованы биотитовыми часто флюорит-содержащими гранитами ранней фазы, которые на позднем этапе сменяются типично редкометалльными топазсодержащими амазонит-альбитовыми Li-F гранитами. В субвулканической фации ранние и более мощные дайки субщелочного состава (монцит-порфиры, гранит-порфиры, эльваны) сменяются серией небольших даек онгонитов, топазовых риолитов и реже топазитов, которые иногда служат цементом в эруптивных и флюидно-эксплозивных брекчиях. В породах интрузивно-дайкового комплекса кроме циркона, апатита, монацита, ильменита отмечаются турмалин, касситерит, вольфрамит и с ним ассоциирует рудная минерализация олова и вольфрама. По изотопным данным по биотитовым и амазонит-альбитовым гранитам Харагульской и Уругудеевской интрузиям получена единая изохрона с возрастом  $319,3 \pm 2,8$  млн лет. Полученные изотопные характеристики гранитов Биту-Джидинской интрузии (311 млн лет), а именно  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  (0.705312–0.706187), согласуются с моделью формирования инициальных расплавов на уровне нижних горизонтов континентальной коры. [4, 6].

Раннепалеозойские гранитоиды Прибайкалья (о. Ольхон, хр. Хамар-Дабан), представленные автохтонными фациями, находятся в тесной пространственной ассоциации с гнейсами, мигматитами и плагиогранитами, обычно приурочены к гранитогнейсовым куполам и процессы магматической дифференциации в них почти не проявлены. Продолжительность формирования гранитоидов Солзанского массива и шаранурского комплекса составляет 26–28 млн лет, что можно расценивать как индикаторную особенность развития коллизионного гранитоидного магматизма. В результате сравнительной петрогеохимической характеристики коллизионных гранитоидов различных провинций выявился ряд их индикаторных особенностей. Эти породы являются пералюминиевыми и часто высококальциевыми, имеют высокие концентрации фосфора, но низкие –  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$ . В отношении элементного состава коллизионные гранитоиды обогащены K, Rb, Pb и Th. Геохимические данные подтверждают, что раннепалеозойские гранитоиды Прибайкалья имеют коровое происхождение и унаследовали свой макро- и микросостав от вмещающих хамардабанской и ольхонской сланцево-гнейсовых толщ. Граносиениты и кварцевые сиениты о. Ольхон имеют более основной состав протолита, хотя близки по возрасту и геохимическим характеристикам к K-Na гранитоидам шаранурского комплекса. Согласно изотопно-геохимическим исследованиям, раннепалеозойские гранитоиды характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon\text{Nd}$  (от –3 до –12), а также  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7045\text{--}0,7075$  (шаранурский комплекс, о. Ольхон), и значениями  $\epsilon\text{Nd}$  (от –6 до –10) для гранитоидов Солзанского массива (хр. Хамар-Дабан), при этом рассчитанный по приведенным данным модельный возраст в 2 млрд лет свидетельствует о коровом источнике их расплавов.

Внутриплитный гранитоидный магматизм в Центральной Азии тесно связан с формированием батолитов, занимая периферические зоны обширных разновозрастных магматических ареалов. В отличие от коллизионного магматизма образование внутриплитных гранитоидов не зависит от состава и возраста вмещающих

пород, либо геологических структур, где они проявлены. По породам Уругудей-Харагульской группы интрузий были также получены результаты определения  $\epsilon\text{Nd}$ , которые находятся в интервале значений от  $-1,2$  до  $-2,7$  и модельного возраста, превышающего 1200 млн лет. Внутриплитные биотитовые граниты Хамар-Дабана относительно их коллизионных аналогов значительно обогащены литофильными (Li, Rb, F, Sn, Th, U) и высокозарядными (Ta, Nb) элементами, но резко обеднены Ba и Sr (рис. 1). Судя по этим изотопно-геохимическим данным, внутриплитные граниты хр.Хамар-Дабан могли формироваться в результате плавления докембрийской континентальной коры, которое происходит под воздействием тепла и флюидов щелочно-базальтоидных и субщелочных (монцитонитоидных) магм. Широкий спектр составов магматических пород в пределах средне-позднепалеозойского ареала магматизма от субщелочных монцогранитоидов до известково-щелочных, плюмазитовых и пегматоидных редкометалльных гранитов, формирующихся из глубоко дифференцированных остаточных магм, обуславливает перспективность этих геохимических типов пород в отношении рудной минерализации, генетически связанной с внутриплитным магматизмом.



**Спайдердиаграмма распределения редких элементов в коллизионных и внутриплитных биотитовых гранитах и лейкогранитах Прибайка́лья**

Коллизионные биотитовые граниты шаранурского (1), хамардабанского (3) и лейкограниты (2) шаранурского комплексов. Внутриплитные биотитовые граниты (4) Харагульского массива и лейкограниты (5) Уругудей-Утуликского пояса.

Закономерности эволюции состава, свойственные редкометалльным гранитам, выражаются в возрастании в лейкогранитах поздних фаз концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta и Pb с одновременным снижением содержания Ba, Sr, Zn, Zr, Th и U. В многофазной Харагульской интрузии максимальные концентрации перечисленных элементов установлены в альбит-лепидолитовых гранитах, апикальной части массива. Сходное распределение редких элементов было установлено в породах дайкового пояса, что подтверждает отнесение исследуемых интрузий и ассоциирующих с ними субвулканических пород к единому внутриплитному Уругудей-Утуликскому комплексу [2]. Поздние лейкограниты в большей степени обогащены литофильными элементами и имеют низкие значения K/Rb, Nb/Ta и Zr/Hf отношений, что свойственно редкометалльным гранитам при формировании которых значительную роль играли процессы кристаллизационной и флюидно-магматической дифференциации.

*Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (Грант 15-05-02772а) и Научной школы НШ-6153.2012.5 РО 8752*

#### Литература

1. Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайка́лья и их геодинамическая интерпретация (хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 228–243.
2. Антипин В.С., Перепелов А.Б. Позднепалеозойский редкометалльный гранитоидный магматизм Южного Прибайка́лья // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 386–398.

3. Дистанова А.Н. Гранитоидный магматизм раннепалеозойских орогенов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54 (6). С. 787–796.
4. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
5. Макрыгина В.А., Антипин В.С., Лепехина Е.Н., Толмачева Е.В., Горлачева Н.В. Генетические особенности и первые данные о U-Pb возрасте Солзанского гранитоидного массива, Хамар-Дабан (Прибайкалье) // Доклады АН. 2013. Т. 449. № 2. С. 210–214.
6. Перепелов А.Б., Татарников С.А., Дриль С.И., Антипин В.С. Геохимические особенности, источники вещества и возраст Биту-Джидинской многофазной интрузии Li-F гранитов (Хамар-Дабан) // Граниты и эволюция Земли. Улан-Удэ. Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 291–293.
7. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305–1320.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ МЕТАБАЗИТОВ ЗАПАДНОПРИАЗОВСКОГО БЛОКА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Артеменко Г.В.<sup>1</sup>, Самборская И.А.<sup>1</sup>, Стеценко М.Е.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененка НАН Украины, г. Киев, [australes@mail.ru](mailto:australes@mail.ru)

**Введение.** Вопросы хроностратиграфического расчленения метабазитов их генезиса и геохимической специализации остаются в числе нерешенных проблем геологии Западного Приазовья. На Салтычанском антиклинории, сложенном гранитоидами шевченковского и обиточненского комплексов, достаточно часто встречаются останцы амфиболитов. Они приурочены, как правило, к антиклинальным складкам и по геологическим построениям были отнесены авторами [2] к палеоархею (верхнетокмакской толще западноприазовской серии). В тоже время Салтычанский антиклинорий граничит на северо-востоке с Сорокинской и Берестовской зеленокаменными структурами (ЗС) мезоархейского возраста (>3,16 млрд лет) [2, 3] (рис. 1) и останцы метабазитов на его площади могут быть «отторженцами» этих ЗС. Останцы основных кристаллосланцев Белоцерковской синклинали, выделяемые среди сильно дислоцированных плагиогранитоидов, отнесены Кравченко Г.Л. и Довганем Р.Н. (1962) к темрюкской свите центральноприазовской серии. Возрастные соотношения указанных метабазитов на Западном Приазовье остаются до настоящего времени не изученными.

Целью исследований было определение возраста и выявление геохимических особенностей метабазитов Салтычанского антиклинория и Белоцерковской синклинали.

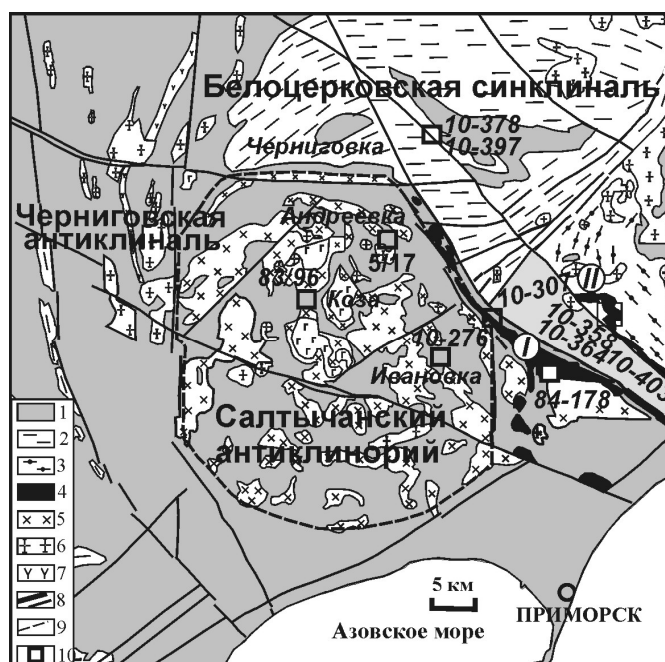


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Западного Приазовья [1] с изменениями:

1 – западноприазовская серия и мигматиты шевченковского комплекса; 2 – драгунская толща; 3 – центральноприазовская серия; 4 – Сорокинская (I) и Берестовская (II) ЗС; 5 – габбро и гранитоиды обиточненского комплекса. Протерозойские интрузии: 6 – гранитоиды, 7 – карбонатиты. 8 – разломы; 9 – предполагаемый контур Салтычанской антиклинали, 10 – точки отбора и номера проб



**Результаты исследований.** Нами изучены амфиболиты **Салтычанского антиклинория** участков: 1) хут. Коза (обр. 83-96), которые отобраны из полосовидного останца среди плагиогранитоидов шевченковского комплекса мощностью до 400 м в обнажении по р. Обиточной; 2) с. Ивановка (обр. 10/276) в обнажении на правом берегу р. Кильтичии, которые прорываются трондьемитами шевченковского комплекса; 3) с. Андреевка, которые отобраны из полосовидного тела мощностью до 350 м в обнажении на правом берегу р. Кильтичии.

Амфиболиты (толеитовые метабазиты) средне- и крупнозернистые породы с гранобластовой, а местами пойкилобластовой и ситовидной структурой. Некоторые образцы (участок с. Андреевка, обр. 5/17) имеют габбровую структуру. Они сложены роговой обманкой (40–80%), плагиоклазом (10–40%), амфиболизированным пироксеном (до 20%), кварцем (5–10%), апатитом (1–2%) и рудным минералом (ед. зерна). Их представительные химические анализы представлены в табл. 1, а содержания элементов по данным ICP-MS – в табл. 2. Циркон, выделенный из амфиболитов хут. Коза проба 83–96, прозрачный, розового цвета, округлой формы, похожий на драгоценный циркон. U-Pb изотопный возраст циркона –  $2914 \pm 5,2$  млн лет соответствует времени метаморфизма протолита амфиболитов.

**Таблица 1.** Представительные химические анализы пород

%	1/ 83–96	2/ 10/276	3/ 5/17	4/ 10/378	5/ 10/397	6/ 10/307	7 84/178	8/ 91/254	9/ 10/364	10/ 10/403
SiO <sub>2</sub>	48,07	49,57	46,98	50,54	46,07	46,48	49,82	40,50	47,51	49,53
TiO <sub>2</sub>	1,14	0,74	1,14	1,71	0,03	<0,01	1,30	0,08	1,34	1,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,48	14,08	16,10	10,05	0,61	0,46	13,44	0,48	13,84	14,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,29	0,44	5,26	1,45	18,95	28,48	3,29	32,40	1,69	1,41
FeO	6,84	9,69	9,01	9,36	25,98	17,45	10,73	19,40	12,20	9,27
MnO	0,22	0,21	0,30	0,22	0,31	0,21	0,28	0,40	0,24	0,20
MgO	5,67	7,31	6,06	10,05	3,23	1,77	6,42	2,95	6,13	8,11
CaO	13,22	10,69	10,67	11,26	2,82	1,81	9,99	2,50	9,78	10,69
Na <sub>2</sub> O	2,52	3,3	2,42	2,00	0,10	0,19	2,56	0,25	4,42	2,64
K <sub>2</sub> O	0,40	0,50	0,54	1,70	0,05	0,10	0,31	0,16	0,78	0,60
Собщ.	Сл.	<0,02	–	0,03	<0,02	<0,01	0,03	Сл.	–	<0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,08	0,24	0,12	0,64	0,19	0,17	0,14	0,15	0,10
CO <sub>2</sub>	0,38	–	–	–	–	–	0,10	0,23	–	–
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,08	0,26	0,07	0,26	0,11	0,27	0,03	Сл.	0,11	0,41
П.п.п.	1,22	1,83	1,33	1,26	0,67	2,44	1,62	0,37	2,19	1,87
Сумма	99,62	98,72	100,12	100,01	99,51	99,85	100,09	99,86	100,38	100,49
Кф.(%)	68,15	58,08	70,19	51,82	93,29	96,29	68,59	94,61	69,38	56,84

*Примечание.* Амфиболиты **Салтычанского антиклинория**: 1 – обн. на правом берегу р. Обиточная, в 400 м ниже устья р. Сосикулак (обр. 83-96); 2 – обн. на правом берегу р. Кильтичии в с. Ивановка (обр. 10/276); 3 – обн. на правом берегу р. Кильтичии в центре с. Андреевка (обр. 5/17); **Белоцерковская синклинали**: 4 – основной кристаллосланец, левый борт б. Очеретина, ниже плотины первого сверху озера (обр. 10/378); 5 – железистый кварцит, там же (обр. 10/397); **Сорокинская ЗС**: 6 – железистый кварцит, правый берег р. Буртичии, хутор Сороки (обр.10/307); 7 – амфиболит, обн. в балке Собачья (обр. 84-178). **Новогоровская ЗС**: 8 – железистый кварцит, скв. 300 С, гл. 332,6 м (обр. 91/254); амфиболиты **Берестовской ЗС**: 9 – обн. на левом борте р. Берестовая в южной части с. Карла Маркса (обр. 10/364); 10 – обн. в б. Глубокой, севернее с. Николаевка (обр. 10/403).

Амфиболиты **Берестовской ЗС** – участки с. Карла Маркса (обр. 10/364) и с. Николаевка (обр. 10-403) среднезернистые, имеют сланцеватую текстуру и лепидогранобластовую, а местами порфиоровую структуры. Состоят из, %: амфибола (70–90), реликтов основного плагиоклаза (5–15), кварца (1–5) и рудного минерала (ед. зерна).

В **Белоцерковской синклинали** изучен полосовидный останец мощностью до 50 м, который находится среди дислоцированных плагиогранитоидов (обнажение в верховье балки Очеретина). Основные кристаллосланцы чередуются с маломощными пачками железистых кварцитов. Кристаллосланцы (обр. 10-378) крупнозернистые. Структура их гранобластовая, местами пойкилогранобластовая. Состоят из, %: ортопироксена (60), плагиоклаза кислого состава (30), биотита (0-10), кварца (5), рудного минерала (1) и вторичного амфибола.

Железистые кварциты (обр. 10/397) отличаются от железистых кварцитов (обр. 10/307) Сорокинской ЗС большим содержанием Сг и меньшим – Сu, Zn и Pb. Они сходны с железистыми кварцитами (обр. 91/254) Новогоровской ЗС, в которой пользуются значительным распространением перидотитовые метакматииты.

**Выводы.** Останцы метабазитов Белоцерковской синклинали и Салтычанского антиклинория отличаются по степени метаморфизма и геохимическим особенностям и представляют, вероятно, разные уровни среза зеленокаменных структур Западноприазовского блока. Основные кристаллосланцы Белоцерковской синклинали – это метаморфизованные в гранулитовой фации базальтовые коматииты типа ВК I. В результате

Содержа- ние	1/ 83-96	2/ 10/276	3/ 5/17	4/ 10/378	5/ 10/397	6/ 10/307	7/ 84/178	8/ 91-254	9/ 10/364	10/ 10/403
Rb	33,41	2,90	6,26	3,33	0,52	3,90	4,11	0,50	24,78	13,89
Sr	161,00	290,00	155,00	153,30	24,86	35,30	117,00	38,20	254,30	253,20
Ba	136,00	391,00	181,00	162,20	9,77	53,20	96,70	7,00	169,70	101,60
V	306,00	283,00	301,00	233,50	12,97	12,80	290,00	9,30	365,50	271,20
Cr	206,00	103,00	154,00	748,60	22,79	8,90	138,00	21,90	143,50	341,00
Co	53,90	49,10	55,20	56,61	3,32	2,80	48,60	2,50	50,26	43,19
Ni	93,00	138,00	91,90	239,20	13,86	14,60	68,30	27,20	86,12	103,10
Cu	59,40	47,00	79,70	29,82	6,95	23,20	—	15,60	70,56	80,14
Zn	88,50	117,00	98,10	107,20	17,54	56,50	—	20,40	138,20	91,31
Y	18,20	16,00	18,70	14,41	8,41	10,40	20,60	3,9	19,87	12,77
Nb	2,34	2,50	2,56	3,07	2,36	0,40	4,37	0,65	7,26	3,52
Ta	0,13	—	0,24	—	—	—	0,28	0,03	—	—
Zr	42,00	40,80	59,40	41,63	2,58	4,90	63,90	6,9	81,17	30,99
Hf	1,30	1,10	1,69	1,40	0,07	0,09	2,06	0,09	2,52	1,17
U	0,23	4,50	<1,00	0,11	0,18	1,30	0,87	0,10	0,26	0,18
Th	0,42	0,66	0,40	0,63	0,27	0,52	1,58	0,20	0,63	0,34
La	3,87	4,70	3,57	9,03	3,38	5,40	6,99	1,30	7,90	3,54
Ce	9,00	12,4	8,07	20,96	8,03	9,80	16,60	2,70	20,72	9,59
Pr	1,25	1,80	1,14	2,70	1,03	1,20	2,47	0,23	3,03	1,49
Nd	5,87	7,70	5,42	12,13	4,79	5,20	10,00	1,20	15,16	7,80
Sm	2,02	2,20	1,88	2,94	1,19	1,20	2,81	0,22	4,18	2,28
Eu	0,71	0,67	0,73	0,97	0,60	0,50	0,91	0,14	1,39	0,82
Gd	2,46	2,40	2,36	3,37	1,46	1,60	3,15	0,30	4,79	2,81
Tb	0,47	0,41	0,44	0,54	0,24	0,26	0,56	0,04	0,80	0,49
Dy	3,03	2,80	3,00	3,50	1,68	1,60	3,88	0,28	5,23	3,36
Ho	0,65	0,66	0,72	0,68	0,35	0,38	0,89	0,07	1,03	0,69
Er	2,03	2,10	2,10	1,99	1,10	1,20	2,33	0,24	3,00	2,08
Tm	0,29	0,31	0,29	0,27	0,16	0,17	0,34	0,03	0,42	0,29
Yb	1,88	2,10	1,88	1,74	1,07	1,20	2,17	0,22	2,71	1,93
Lu	0,28	0,30	0,29	0,25	0,16	0,17	0,29	0,04	0,39	0,29
Mo	1,33	0,31	1,02	0,49	1,26	1,10	—	1,30	0,41	0,43
Pb	4,26	5,70	3,08	2,89	0,63	3,30	—	0,12	1,65	0,84
(La/Yb) <sub>N</sub>	1,48	1,61	1,36	3,72	—	—	2,31	—	2,09	1,32
(Nb/La) <sub>N</sub>	0,58	0,51	0,69	0,33	—	—	0,60	—	0,89	0,96
ΔNb	0,16	0,15	-0,09	0,18	—	—	0,12	—	0,13	0,44

Figure 1 is a scatter plot showing the relationship between the Nb/Y and Zr/Y ratios for various rock samples. The y-axis represents Nb/Y on a logarithmic scale from 0.01 to 10. The x-axis represents Zr/Y on a logarithmic scale from 1 to 10. A solid diagonal line represents the 1:1 ratio. Data points are labeled with sample numbers and names: DEP, DM, N-MORB, 83-96, 10/276, 10/358, 10/378, 10/403, 84/178, PM, ARC, HIMU, Em1, EM2, UC, EN, OIB, and REC. The plot is divided into two main regions: 'Плюмовые источники' (Plume sources) at higher Nb/Y and 'Неплюмовые источники' (Non-plume sources) at lower Nb/Y. An arrow points to the 'Базальты океанического плато' (Oceanic plateau basalts) region.

93

## Литература

1. Геологічна карта та карта корисних копалин кристалічного фундаменту. – 1:200000, Центральноукраїнська серія. L-37-VII (Бердянськ) / Склад Б.В. Бородиня, під ред. Є.Б. Глеваського. К.: Держ. геол. служба України, 1998.
2. Эйно́р О.Л., Есипчу́к К.Е., Цукано́в В.А. Докембрий Западного Приазовья. Изд-во Киевс. университета, 1971. С. 99–106.
3. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей)”, монография. Киев: Наук. думка, 2006. 321 с.

## ПЕТРОЛОГИЯ ШИЛЬДЫРХЕЙСКОГО ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВОГО КОМПЛЕКСА (ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ)

Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, [brose@gin.bscnet.ru](mailto:brose@gin.bscnet.ru)

Базитовый магматизм ордовикского этапа широко проявился в складчатых структурах Центральной Азии, при этом на одном и том же возрастном уровне и в одних и тех же районах фиксируются ультрабазит-базитовые и базитовые ассоциации разного формационного типа [2]. По периферии кембро-ордовикского аккреционно-коллизийного ансамбля распространены расслоенные низкотитанистые низкощелочные ультрабазит-базитовые интрузии, которые по вещественным особенностям можно рассматривать как проявления надсубдукционного мантийного магматизма, сходного по своим геохимическим характеристикам с островодужными высокоглиноземистыми перидотит-троктолит-габбровыми ассоциациями. Их отнесение к коллизийному этапу стало возможным только после изотопно-геохронологических исследований [2]. К этому типу относятся массивы: Запавалихинский  $487 \pm 25$  млн лет, ( $\epsilon_{Nd} = +4.0 \pm 0.3$ ;  $СКВО = 1.2$ ); Шильдырхейский  $496 \pm 28$  млн лет, ( $\epsilon_{Nd} = +2.0 \pm 0.2$ ;  $СКВО = 2.3$ ); Тебинский массивы (490 млн лет), Мажалыкский (Аг-Аг датировка  $484 \pm 2$  млн лет).

**Шильдырхейский массив** образует в плане тело округлой формы, восточная часть которого отсечена от карбонатных пород прямолинейной зоной разрывного нарушения. Интрузия площадью около 20 кв. км занимает центральную часть мульдообразного прогиба, непосредственно контактируя с юга, запада и севера с карбонатными образованиями. По отношению к складчатой структуре ее можно рассматривать как полусогласное тело.

В Шильдырхейском массиве широко развиты полосчатые, атакситовые, трахитоидные текстуры габброидов, по которым устанавливается его кольцевое внутреннее строение. Все элементы стратификации имеют довольно крутое ( $60-85^\circ$ ) падение к центру. Петрографические разновидности габброидов, располагаясь сравнительно узкими полосами, также подчеркивают указанную структуру массива.

В строении массива преобладают лейкократовые и мезократовые габбро и оливинсодержащие габбро. Они распространены на площади 15 кв.км. Для них характерно широкое проявление первично-магматических ориентированных текстур. Большей частью они представлены трахитоидностью, выраженной в ориентировке удлиненно-таблитчатых кристаллов плагиоклаза и характерной для мезократовых и меланократовых разновидностей основных пород.

Полосчатые и атакситовые структуры развиты в лейкократовых габбро и чаще отмечаются в приконтактной полосе мощностью до 1 км и южной половине массива. Они проявляются в послойном чередовании темных и светлых линз и полос, сложенных в первом случае преимущественно пироксеном, во втором – плагиоклазом.

Оливиновые габбро и троктолиты развиты значительно меньше и образуют вытянутые, согласно общей структуре массива тела. Между нормальными и оливиновыми габбро существуют постепенные переходы.

Анортозиты слагают узкие полосы, подчиненные общей структуре массива, тяготеющие ближе к центральному его частям. Для них характерны массивная и трахитоидная текстуры. С вмещающими нормальными габбро имеют постепенные переходы.

Крупнозернистые и пегматоидные лейкократовые габбро развиты в виде прерывистых нешироких до 200 м полос вдоль контакта интрузии с карбонатными породами. На удалении от контакта они постепенно переходят в нормальные габбро.

Плагиоперидотиты развиты минимально среди габброидов шильдырхейского интрузива. Как правило, они окружены троктолитами и оливиновыми габбро, с которыми имеют постепенные переходы. Мощность полос ультраосновных пород от нескольких метров до 20–30 м.

**Хоштогольский массив** имеет форму близкую к изометричной, площадью 18 кв. км. Западный край массива имеет прямолинейную форму, интенсивно катаклазирован и примыкает к Удунгинской зоне разломов. Породы представлены аналогичными Шильдырхейскому массиву средне- и крупнозернистыми лейкократовыми и мезократовыми габбро, оливковыми габбро лейкократового и мезократового облика, а также оливковыми габброноритами. Все они в той или иной мере амфиболлизированы. На южной и восточной окраине массива наблюдаются небольшие оторочки мелкозернистых габбро. На участках, примыкающих к зоне разлома, габброиды интенсивно катаклазированы, карбонатизированы. Массив прорывает флишеидные образования.

Слабая обнаженность пород массива не позволила набрать достаточного количества замеров элементов залегания полосчатости для уверенной расшифровки его внутренней структуры. Но и имеющиеся замеры позволяют сделать вывод о полуконцентрическом ее залегании с падением к центру массива под углом 50–80°, т.е. такие же, как и в Шильдырхейском массиве.

Средне- и крупнозернистые габбро преобладают в составе пород массива. Они характеризуются темно-серой, темно-зеленой окраской, массивной, реже полосчатой текстурой. Оливковые габбро также широко развиты в составе массива. Они ассоциируют с оливковыми габброноритами, которые развиты незначительно и расположены в восточной части массива, слагая узкие полосы. Анортозиты представляют собой серые массивные породы, гипидиоморфной структуры. Все разности пород массива имеют постепенные переходы между собой, образуя в плане вытянутые тела.

Анализ имеющихся выборок для Шильдырхейского массива позволяет выявить ультрамафитовую, субультрамафитовую и мафитовую группы пород, а для Хоштогольского массива – субультрамафитовую и мафитовую. Ультрамафитовая группа пород объединяет плагиодуниты и плагиоперидотиты (плагиоверлиты). В субультрамафитовую входят мелано разновидности троктолитов и оливковых габбро. Анортозиты, габбро, габбронориты и троктолиты отнесены к мафитовой группе.

Особенности состава пород, а также широкие вариации содержаний глинозема, кальция и магния в породах расслоенной серии обусловлены фракционированием оливина, клинопироксена и плагиоклаза при кристаллизации высокоглиноземистого базальта в магматической камере. Характерной особенностью состава пород расслоенной серии массивов является небольшие изменения содержаний кремнезема и слабовыраженные признаки скрытой расслоенности, которая объясняется, вероятно, низкой концентрацией  $\text{SiO}_2$  в исходном расплаве.

Для расслоенной серии устанавливается основной тренд дифференциации, практически совпадающей с линией фракционирования плагиоклаза и оливина. Отклонение от линии фракционирования оливин – плагиоклаз наблюдается только в некоторых габбро. В этом случае изменчивость состава пород хорошо согласуется с фракционированием более кислого плагиоклаза и клинопироксена.

Ближние содержания элементов-примесей в массивах свидетельствуют о том, что расслоенные габброиды образовались в результате фракционирования единого базальтового расплава. Для обоих массивов характерны идентичные распределения РЗЭ: слабая обогащенность легкими РЗЭ, сильная положительная Eu-аномалия, свидетельствующая о фракционировании плагиоклаза, плоское или слабо обедненное содержание тяжелых РЗЭ по отношению к хондриту  $\text{C1 (Ce/Yb)}_N$  отношение 1–3. Нормированное содержание РЗЭ при значительных вариациях не превышает 10 хондритовых значений.

По химическому составу породы массивов образуют ряд, отвечающий натровым высокомагнезиальным и высокоглиноземистым базитам крайне низкотитанистого, низкощелочного, низкофосфорного уклонов. Породы недосыщены кремнеземом, характеризуются низкой железистостью. Петрохимический тренд для всех пород обоих массивов однотипен и сводится к постепенному накоплению в них  $\text{Si}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}$ , CaO и щелочей и уменьшению фемических компонентов ( $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) в процессе фракционной кристаллизации.

Единый петрохимический тренд, близость химического состава минералов и согласованность их вариаций свидетельствуют о генетической общности пород обоих плутонов. Вместе с тем, сравнивая породы массивов, видно, что основная часть пород Шильдырхейского массива в основном весьма низкощелочные, в меньшей мере умеренно низкощелочные, тогда как породы Хоштогольского массива – умеренно низкощелочные и умеренно щелочные. Это объясняется повышенным содержанием калия в породах Хоштогольского массива по сравнению с Шильдырхейским массивом. Вероятнее всего, увеличение калия по отношению к натрию происходило за счет того, что натрий извлекался из расплава флюидами [3]. Можно предположить, что породы Хоштогольского массива являются наиболее поздними дифференциатами некогда единого массива. Об этом свидетельствует наличие в Хоштогольском массиве оливковых габброноритов, которые выделяются последними при формировании базит-гипербазитовых плутонов [1]. Содержание РЗЭ также говорит об этом, так как для пород нижней расслоенной серии характерно более низкое содержание РЗЭ относительно габброноритов из верхних частей разрезом [2].

Численное моделирование процесса кристаллизации рассчитанных вариантов исходных расплавов было проведено с применением программного комплекса «Сотмагmat-3.3». Судя по результатам модельных расчетов, исходные расплавы для верлит-пироксенит-трохтолит-габбрового Шильдырхейского массива отвечали составу высокоглиноземистых пикробазальтов, кристаллизовавшихся в интервале давлений 6–3 кбар, температур – 1530–1120 °С и вариациях активности кислорода в пределах, задаваемых буферами от вюстит-магнетитового (WM) до кварц-фаялит-магнетитового (QFM).

В целом породам низкощелочных ультрамафит-мафитовых ассоциаций обоих массивов свойственны относительно низкие содержания РЗЭ и редких элементов, что согласуется с повышенной их магнезиальностью и низкой щелочностью. Судя по этим характеристикам, данные ассоциации формировались при высокой степени плавления деплетированных мантийных субстратов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта ОНЗ РАН 2.1, гранта РФФИ № 15-05-01633а.*

#### Литература

1. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.
2. Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расчлененные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования). Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565–1577.
3. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.

## ОБ УЧАСТИИ ПРИРОДНЫХ СОЛЕЙ В ЩЕЛОЧНОМ МАГМАТИЗМЕ. ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

Беленицкая Г.А.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, [ankudinovo@mail.ru](mailto:ankudinovo@mail.ru)

Вопрос о дополнительных источниках натрия и калия является узловым в проблеме щелочного петрогенеза. в качестве таковых чаще всего привлекаются гипотетические глубинные мантийные поступления (сквозьмагматические растворы, щелочные расплав-флюиды, флюидно-солевые системы, производные глубинного рециклирования материала океанической коры и др.), между тем в самой земной коре широко распространены высококонцентрированный источник щелочных металлов – природные минеральные соли. их главным представителем являются каменная соль (NaCl, галит) и ее пространственно более ограниченный спутник – соли калийные. однако пока соли в качестве возможного источника щелочных металлов не привлекаются, хотя в той или иной мере участие ассимиляционных процессов в щелочном магматизме предполагается большинством исследователей. мысль о возможном участии в щелочном магматизме соляных масс, глубоко погребенных (зажатых) в складчато-надвиговых областях впервые была высказана автором на основании анализа судьбы соляных масс в ходе тектонической эволюции соленосных структур [1]. среди петрологов предположение об участии солей в щелочном петрогенезе автор встретил лишь в публикации м.к. пильтенко. какого-либо развития в петрологической литературе это предположение, судя по публикациям, не получило.

В чем же причины отсутствия внимания к солям как возможному источнику щелочных металлов? основной по-видимому является обычное отсутствие самих солей на контакте с массивами щелочных пород, что во многом обусловлено их свойствами, прежде всего, подвижностью в условиях недр и высокой растворимостью, определяющих неустойчивость и плохую сохранность, особенно в доступных наблюдению приповерхностных обстановках. другая причина кроется в сравнительно слабой изученности вопросов палеотектонической истории соляных толщ, характера их взаимосвязей с магматизмом. правда, за последние десятилетия знания по некоторым из этих вопросов существенно расширились, пополнились сведения о поведении солей на значительных глубинах, о масштабных миграционных процессах с образованием аллохтонных и неоавтохтонных соляных комплексов на новых более молодых уровнях. что касается специальных исследований щелочных магматических пород, то в них, судя по публикациям, недостаточно внимания уделяется литологическим особенностям и глубинному строению земной коры в регионах их распространения, изучению осадочных серий конкретных палеобассейнов и складчато-надвиговых систем как возможных активных участников магматических процессов. еще одна важная причина – разобщенность дисциплин, изучающих эти два объекта, – литологии и петрологии.

Итоги исследований автора, долгие годы занимавшегося вопросами геологии солей и соляных парагенезов, закономерностей их пространственно-временного размещения, палеогеодинамической истории, условий и процессов формирования, миграции, рециклинга, разрушения и сохранения [2], в сочетании с целенаправленным анализом геологического строения регионов проявления щелочного магматизма, позволили сопоставить наиболее значимые глобальные и региональные особенности размещения соляных и щелочных комплексов. итоги сопоставлений показали наличие между ними достаточно закономерных пространственно-временных взаимосвязей, что и послужило основой данного сообщения, в котором обсуждаются некоторые факты, свидетельствующие о наличии прямых или косвенных предпосылок для участия солей в формировании щелочных магм.

Главная, наиболее очевидная и обязательная геологическая предпосылка участия солей в магматизме – само их присутствие во время проявления магматических процессов в субстрате и/или во вмещающих разрезах. Соленосные осадочные бассейны, т.е. масштабные осадочно-породные тела, вмещающие мощные толщи солей, широко распространены в стратифере – в пределах всех континентов, морей, океанических окраин. С каменной солью тесно ассоциируют значительные массы ангидритов и гипсов, калийные (калийно-магние-вые) и некоторые более редкие соли, а также их многочисленные спутники – бром, бор, сера самородная, высококонцентрированные рассолы, часто обогащенные микрокомпонентами. Локализуясь вокруг солей, они составляют взаимосвязанное природное “галофильное” (солелюбивое) сообщество [2 и др.]. В вертикальных и латеральных осадочных последовательностях с солями сопряжены также карбонатные породы, особенно тесно доломиты. Легко видеть, что галофильное сообщество представляет собой локализованный источник именно тех компонентов (Na, K, Cl, SO<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> и др.), которые аномально обогащают щелочные комплексы, определяя их специфические черты. Основные массы солей ныне находятся в составе недеформированных или слабо деформированных осадочных серий: в чехлах молодых и древних платформ, современных пассивных окраин и межгорных впадин, в том числе в их глубоко погруженных частях. Хотя и в значительно меньшем (остаточном) количестве, соли присутствуют также среди более деформированных комплексов складчато-надвиговых областей и даже в пределах щитов. Здесь они сосредоточены преимущественно под надвинутыми пластинами и покровами, в том числе и под блоками докембрийских пород. Сведения о таких солях рассеяны в региональной литературе и не систематизированы. Между тем, соли именно этой “поднадвиговой” группы, наряду с глубоко погруженными, в рассматриваемом нами аспекте представляют основной интерес. Важно, что парагенные солям ангидриты и особенно карбонатные породы, значительно более устойчивые химически и кинетически, в этих условиях сохраняются гораздо полнее, чем соли.

Распределение солей во многом определяется их палеотектонической позицией и историей. контроль максимумов накопления солей осуществляют рифтогенные (палеорифтогенные) структуры разных типов и разных генераций [1, 2]. дальнейшая судьба соляных толщ во многом зависит от характера эволюции этих структур. при тектоническом сжатии, инверсии происходит частичное (порой весьма значительное) выжимание солей (с аккумуляцией на новых стратиграфических уровнях или разрушение). некоторая же их часть оказывается погребенной и зажатой глубоко в недрах. в случае внутриконтинентальных рифтов и авлакогенов – в глубоких их частях, нередко перекрытых бортовыми блоками (например, днепровско-припятская впадина, верхнерейнский грабен, высокий атлас, амадиес и мн. др.). в случае складчато-надвиговых систем эти соляные массы (вместе с парагенными ангидритами и карбонатными породами) оказываются в глубоких поднадвиговых зонах аллохтонных перекрытий, односторонних или двусторонних, нередко множественных (например, складчато-надвиговые системы молодого альпийско-средиземноморского коллизийного пояса и многих древних поясов). в поздние стадии континентальной коллизии, в ходе субдукции “типа а” с поддвижением окраин континентальных плит и микроплит, соли, развитые в разрезах этих окраин, могут быть “затащены” на еще большие глубины. чрезвычайно важно, что в составе аллохтонных перекрытий солей участвуют комплексы как осадочного чехла, так и блоки и пластины складчатого и кристаллического фундамента, что определяет разнообразие наблюдаемых геологических ситуаций их поднадвигового нахождения.

Сопоставление особенностей размещения соляных и щелочных объектов (провинций, формаций, комплексов) выявило черты их сходства и ряд общих закономерностей. прежде всего отчетливо прослеживается частая пространственная сближенность щелочных объектов с соленосными. общей закономерностью пространственно-временного распределения тех и других является контроль рифтогенными (палеорифтогенными) системами (и их производными) и эпохами их активизации. в геологической истории земли выделяются весьма близкие между собой эпохи максимального накопления солей и щелочного магматизма, совпадающие с эпохами крупных тектонических перестроек, охватывавших платформы и подвижные пояса либо всего земного шара, либо его крупных сегментов (м.а. жарков, г.а. беленицкая, л.с. бородин, о.а. богатики, л.н. когарко, в.а. кононова, а.а. фролов, в.е. хаин и др.). при этом для регионов развития высококалийных щелочных комплексов весьма часто характерна калиеносность соляных толщ. еще одна важная общая закономерность: унаследованность размещения разновозрастных щелочных пород и солей, отражающая цикличность развития контролирующих их структур и унаследованность вещественной (“соляно-щелочной”) специализации литосферы. этот факт приобретает особую значимость при наличии (и наследовании) кроме того калийной специализации и у магматических и у соляных комплексов.

Итоги сопоставлений позволяют говорить о существовании природных **соляно-щелочных ассоциаций** – сочетаний соляных и щелочных объектов разного ранга (провинций, формаций, комплексов). для ареалов их развития характерна сближенность щелочных и соленосных объектов разного возраста. наиболее значимое сочетание двух разновозрастных элементов: молодых щелочных комплексов и более древних соляных. кроме того, довольно обычно присутствие в разрезе еще и более молодых солей, субсинхронных проявлениям щелочного магматизма. само присутствие этих молодых солей, часто обладающих признаками регенерационной природы [2], дает основание предполагать наличие в субстрате более древних солей, которые в ходе активизации способствовали молодому соленакоплению и одновременно стали участниками молодого щелочного магматизма. молодые соли при этом можно рассматривать как третий весьма частый элемент соляно-щелочных ассоциаций. таким образом, типовая ассоциация включает: 1) молодые щелочные комплексы; 2) нередко молодые соли (в стратиграфическом разрезе верхние), субсинхронные молодым щелочным (или чуть опережающих их); 3) соли более древние (в разрезе нижние). кроме того, иногда присутствуют и более древние щелочные комплексы, субсинхронные древним солям.

Примеры соляно-щелочных ассоциаций и литолого-петрологические модели их типовых представителей подробнее обсуждаются во втором сообщении автора.

### Литература

1. Беленицкая Г.А. Некоторые палеотектонические закономерности размещения соленосных толщ // новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. новосибирск: наука. 1982. С. 176–187.

2. Беленицкая Г.А. Галогенсодержащие бассейны // Литогеодиника и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д. Щеглова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1998. С. 220–320.

## ВЕРОЯТНОСТНЫЕ ЛИТОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА С УЧАСТИЕМ СОЛЕЙ

Беленицкая Г.А.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, [ankudinovo@mail.ru](mailto:ankudinovo@mail.ru)

В первом сообщении автора были рассмотрены общие геологические данные, свидетельствующие, что во многих регионах развития щелочных комплексов имеются (или имелись ранее) геологические предпосылки для активного включения в процессы щелочного магматизма более древних солей и сопровождающих их ангидритов и карбонатов, и был сделан вывод о наличии природных соляно-щелочных ассоциаций – пространственно-временных сочетаний щелочных и соляных объектов разного возраста и ранга. в данном сообщении рассматриваются примеры и модели таких ассоциаций.

Сонахождения щелочных комплексов с более древними солями наиболее отчетливо прослеживаются для неоген-четвертичных щелочных провинций. среди них наиболее известны: итальянская, верхнерейнская, северо-пиренейская, лузитанская, бетская, восточно- и западно-африканские и др. у молодых щелочных комплексов этих провинций в субстрате и/или в обрамлении на глубинах от 3–5 до 8–10 км присутствуют более древние соленосные (соляно-карбонатные) отложения, чаще всего триасовые.

Для щелочных комплексов более ранних подразделений фанерозоя обнаружение в их субстрате более древних солей обычно вызывает более значительные затруднения, прежде всего из-за ограниченной (резко убывающей во времени) сохранности солей. однако их реликты в сочетании с косвенными показателями все же во многих случаях позволяют восстановить фрагменты картины былой соленосности субстрата на время становления щелочного магматизма. в частности, имеются предпосылки для обнаружения фанерозойских щелочно-соляных ассоциаций в следующих регионах: пермско-среднеуральском, мезенско-тиманском, таймырско-хатангско-прианбарском, непско-байкало-патомском, енисейско-чадобецком, минусинском, восточно-бразильском, ангольском, северо-аппалачско-лабдорском, гималайском, северозападно-австралийском и др. сложнее вопрос с докембрием, прежде всего из-за ничтожной сохранности докембрийских солей. но все же результаты специальных исследований их реликтов и косвенных признаков бывшего присутствия [1] позволяют предполагать, что и в отношении докембрия имеются основания для реконструкции щелочно-соляных ассоциаций.

При проявлениях магматических процессов соленосные комплексы, находящиеся на глубинах от 3–4 до 8–10 км и более, образуют участки (зоны), благоприятные для формирования периферических коровых очагов. эти комплексы представляют разные тектонические ситуации их нахождения и способы “погребения”. рассмотрим два наиболее типичных и распространенных. один – соли “поднадвиговые”, заключенные

в покровно-складчатых сооружениях, второй – глубоко погруженные в рифтогенных (и пострифтовых) прогибах, не переживших значительной инверсии (в авлакогенах, в основании комплексов пассивных окраин). среди неоген-четвертичных щелочных провинций первый вариант типичен для итальянской, с характерным для нее широким развитием щелочных калиевых и ультра-калиевых комплексов, второй – для верхней Иранской с крупным щелочно-калиевым массивом кайзерштуль и рядом более мелких. оба региона могут служить своеобразными литолого-петрологическими эталонами щелочно-соляных ассоциаций двух тектонических типов. определяющие черты глубинного строения осадочных разрезов этих провинций, их соленосности и соотношения щелочных комплексов с соленосными отражены на рис. 1 и 2.

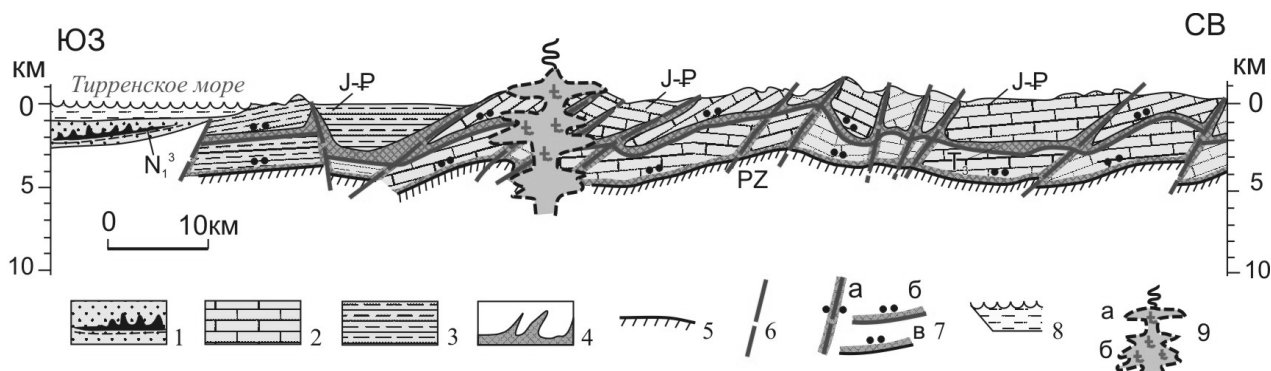


Рис. 1. Вероятностный поперечный профиль через Итальянскую щелочную провинцию (центральные Аппенины), отражающий распространение и соотношение в разрезе солей и щелочных пород. Моделировано с использованием опубликованных данных авторов (М. Parotto, R. Kligfield, L. Anelli, P.A. Ziegler, А. Ритман, В.Е. Хаин и др.)

1 – миоценовые отложения, черным показан уровень распространения мессинских солей ( $N_1^3$ ); 2, 3 – юрско-палеогеновые отложения (J-P), комплексы: 4 – карбонатных платформ, 3 – бассейновые, преимущественно батинальные; 4 – уровни и зоны остаточного автохтонного (седиментационного) и аллохтонного распространения верхнетриасовых (ТЗ) соленосных отложений; 5 – палеозойский фундамент (PZ); 6 – тектонические нарушения; 7 – «соляные швы»: а – вторичные вдоль тектонических нарушений, б – то же, вдоль пологих надвигов в основании тектонических покровов чехла, в – остаточные на местах первоначального залегания солей; 8 – воды Тирренского моря; 9 – щелочной комплекс (ориентировочная проекция на профиль): а – вулканическая постройка, б – вторичные магматические камеры.



Рис. 2. Вероятностный поперечный профиль Верхнерейнского грабена, отражающий распространение и соотношение в разрезе солей и щелочных пород. Моделировано с использованием опубликованных данных авторов (М. Meriaux, E. Gannat, P.A. Ziegler, В.Вименауэр, Э.А. Высоцкий, Е.Е. Милановский, Л.С. Бородин и др.)

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – олигоценевые песчано-мергельно-глинистые отложения (P<sub>3</sub>); 3 – олигоценевые соленосные отложения (P<sub>3</sub>), осложненные диапиризмом; 4 – калиеносные горизонты в разрезе олигоценевых солей; 5 – эоценовые карбонатно-глинистые отложения в основании кайнозойского рифтогенного комплекса (P<sub>2</sub>); 6 – юрские терригенно-карбонатные отложения (J); 7 – триасовые соленосные (терригенно-карбонатно-соляные) отложения (Т); 8 – герцинский фундамент в обрамлении грабена; 9 – основные тектонические нарушения; 10 – миоценовый вулканогенный калиевый щелочной комплекс с карбонатами Кайзерштуль ( $N_1^2$ ).



**Итальянская (Римская)** провинция, отвечающая Аппенинской складчато-надвиговой области, представляет звено молодого Альпийско-Гималайского подвижного пояса. В Средиземноморском регионе широко распространены соли двух уровней: во впадинах центральных областей миоценовые (мессинские), а в их обрамлениях более древние, преимущественно триасовые. Накопление последних контролировали рифтогенные внутри- и межконтинентальные системы, фиксировавшие распад Пангеи и заложение молодого пояса Тетис; максимальные мощности солей были локализованы вдоль будущих палеоокраин континентов и микроконтинентов, в том числе Африканского, Аравийского, Апулийского, Анатолийского и др. Образование мессинских солей связано с замыканием Тетиса. Коллизия континентов и микроконтинентов в палеогене-неогене сопровождалась тектоническим раздавливанием расположенных вдоль их окраин значительных масс триасовых солей, их эмиграцией, частичным рециклингом и участием в накоплении мессинских солей [1]. Триасовые соли, их остаточные массы и реликты ныне широко развиты в разрезах большинства покровно-складчатых сооружений по периферии и в обрамлении Средиземного моря: в Апеннинах, Альпах, Пиренеях, Динаридах, Бетидах и др. Соли здесь присутствуют в основании большинства надвигов, покровов, шарьяжей, часто многоуровневных, на глубинах от нескольких км до десятков и более. Для мессинских солей установлена, а для триасовых весьма вероятно высокая калиеносность.

Итальянская провинция является основным регионом распространения щелочных пород плиоцен-четвертичного возраста средиземноморья. здесь находится широко известный действующий вулкан везувий и другие молодые вулканы (роккамонфина, вульсини, вико, альбани, сабатини и др.). щелочной магматизм проявлен в тыловой зоне покровно-складчатого сооружения апеннин, возникшего в ходе коллизионных процессов над палеоокраиной микроконтинента апулии. вулканические аппараты располагаются на цоколе из покровов и пластин мезозойских отложений, в разрезе которых преобладают известняково-доломитовые комплексы былой пассивной окраины микроконтинента, в нижних частях соленосные. вулканы характеризуются лавами резко выраженного “средиземноморского” типа с преобладанием калия над натрием и постоянным присутствием лейцитита [2].

**Верхнерейнский** грабен – субмеридиональное звено молодой ( $P_2-Q$ ) протяженной Рейнско-Ливийской рифтовой системы, заложившейся в палеогене; наследует один из отрезков предшествующей поздне триасовой рифтовой системы. Соли в разрезе мощного (до 3–5 км и более) осадочного выполнения грабена развиты на двух уровнях: в его верхней части, в основном в олигоцене, и в основании, в триасе. Возраст солей отвечает времени активизации и заложения двух генераций рифтовых структур. В олигоценовых солях присутствуют горизонты калийных солей промышленного значения, в триасовых их наличие весьма вероятно. Молодой рифтинг сопровождался вспышками щелочно-базальтового вулканизма, наиболее мощно проявленного в миоцене. Самым крупным представителем щелочных образований является массив Кайзерштуль ( $N_1^2$ ), сложенный калиевыми щелочными лавами и туфами, субвулканическими щелочными породами и карбонатами [2].

Анализ материала, характеризующего Итальянскую и Верхнерейнскую щелочно-соляные провинции, позволил предложить для них вероятностные литолого-петрологические модели (рис. 1, 2). Модели делают акцент на характере размещения в этих структурах поднадвиговых и глубоко погребенных триасовых соленосных (соляно-карбонатных) пород на глубинах от 3–4 до 5–6 км и на предполагаемом возникновении на уровнях их распространения (при внедрении в новейшее время магматических масс) вторичных магматических очагов. Процессы взаимодействия в этих очагах магмы с соляно-карбонатными породами могли способствовать формированию ее щелочной (калиевой) специализации. Для Итальянской провинции модель близка представлениям Ритмана об ассимиляции магмой Везувия карбонатных пород триаса, но дополнена данными о соленосности (и калиеносности) разреза и его тектонических особенностях.

В пользу модели, помимо охарактеризованных соотношений щелочных комплексов с соляно-карбонатными, свидетельствует и ряд других фактов. В том числе: калийная специализация щелочных пород ( $K_2O$  до 10–12%), обогащенность хлором (до 1,2–1,3%), сульфат-ионом (до 3,0%) и карбонат-ионом (до 5,4%), широкое распространение минералов, содержащих эти ионы, вплоть до содалитовых, гаюиновых и канкринитовых пород [2], кристаллизация из вулканических выбросов солей и самородной серы и др. Все это подтверждает вероятность обогащения магмы этими компонентами за счет ассимиляции хлоридных солей, ангидритов и карбонатов.

Итак, наличие во многих щелочных провинциях предпосылок и признаков активного включения в процессы щелочного магматизма солей и сопровождающих их ангидритов и карбонатов, дает основание полагать, что именно эти процессы могли способствовать формированию щелочной специализации магм. генетические аспекты взаимодействий магм с солями требуют специальных исследований. можно лишь говорить о вероятной роли солей не только как источников  $Na$  и  $K$ , но и как минерализаторов, способных влиять (особенно в сочетании с карбонатами) на самые разные итоги взаимодействий (петрологические, метасоматические, рудно-геохимические и др.). закономерный устойчивый парагенез солей с карбонатами делает существующие ныне петрологические представления о значимости процессов их ассимиляции магмой приложимыми и к моделям совместной ассимиляции соляных и карбонатных пород.

## Литература

1. Беленицкая Г.А. Галогенсодержащие бассейны // Литогеодиника и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д. Щеглова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1998. С. 220–320.
2. Главнейшие провинции и формации щелочных пород / отв. ред. л.с. бородин. м.: наука. 1974. 376 с.

## ГЕОХИМИЯ ТОНАЛИТО-, ТРОНДЬЕМИТО- И ГРАНОДИОРИТОГНЕЙСОВ ТЫРКАНДИНСКОЙ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕЛАНЖА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Березкин В.И.<sup>1</sup>, Кравченко А.А.<sup>1</sup>, Утробин Д.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, e-mail freshrock@yandex.ru

<sup>2</sup>ГУГПП «Якутскгеология»

Тыркандинский глубинный разлом (Т) при тектоническом районировании Алдано-Станового щита служит восточной границей Тыркандинской зоны тектонического меланжа (ТЗТМ) [5]. Другой крупный разлом – Иджеко-Нуямский (ИН) – ограничивает зону меланжа с запада (рис.1). Т и ИН разломы трассированы узкими протяженными выходами раннедокембрийских гранито-гнейсов и гранитов [2]. Кроме того, в средней части ИН разлома выделены тела раннедокембрийских метагаббро, габбродиоритов и диоритов. В самой зоне меланжа среди парагнейсовых толщ: иджекской, холболахской и кюриканской [2], метаморфизованных в гранулитовой фации и слагающих тектонические пластины [5], встречаются тела метаультрабазитов и базитов, а также гранитоидов, в т. ч. чарнокитов (см. другие тезисы авторов в этом сборнике).

Ниже дается характеристика химического состава слабо изученного Усть-Тимптонского массива (УТМ) [4], плагиогнейсов руч. Юс-Билир, Мариинский (М) и др.на правобережье р. Алдан выше устья Тимптона и Верхнегонамского массива (ВГМ) [2], приуроченных к Т и ИН разломам. УТМ (7х2 км), М (мелкие тела с шириной выходов до 300 м) и ВГМ (шириной около 10 км) сложены плагиогнейсами, соответствующими по [6] тоналитам, трондjemитам и гранодиоритам. Наблюдаемые в плагиогнейсах амфиболиты (метагаббро) в виде неправильных фрагментов, редко – пластообразных залежей мощностью до 10 м, расчленяются на родственные и чуждые (ксенолиты).

Прогрессивный метаморфизм пород, судя по минеральным ассоциациям и составам минералов, слабее, чем во вмещающих гранулитовых парагнейсовых толщах [2] и соответствует высокотемпературной амфиболитовой фации, переходной в гранулитовую. Наиболее широко распространена ассоциация роговая обманка+плагиоклаз (± кварц, калишпат, биотит, клинопироксен). Изредка в средних и основных породах встречается ортопироксен. В УТМ и вмещающих породах отчетливо проявлены наложенные сланцеватость, милонитизация, диафторез в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

По соотношениям  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  породы массивов образуют тренд с переходом из пород нормального ряда в породы субщелочного ряда (таблица, рис. 2А). Повышенная щелочность основных и средне-основных пород скорее всего связана с привнесением щелочей при метаморфизме,

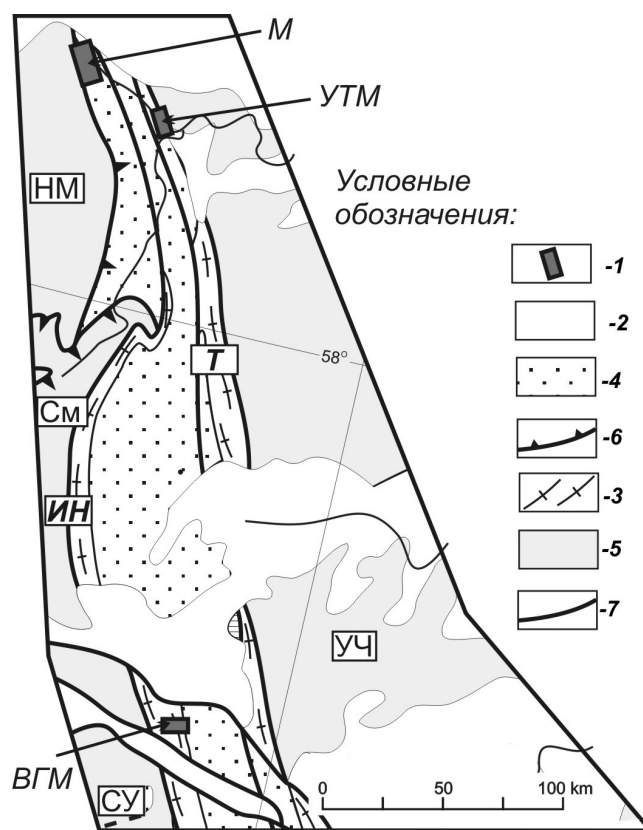


Рис. 1. Положение изученных объектов на геологической схеме Тыркандинской зоны меланжа [5].

Условные обозначения: 1 – чехол Сибирской платформы;

2 – сшивающие раннепротерозойские чарнокиты, граниты и граносениты; 3 – гнейсограниты; 4 – иджекская толща; 5 – холболахская толща; 6 – кюриканская толща; 7 – окружающие зону меланжа террейны: Нимнырский (ANM), Сутамский (AST), Учурский (EUC) и Сеймский блок (Sm) Сутамского террейна; 8 – надвиги; 9 – разломы

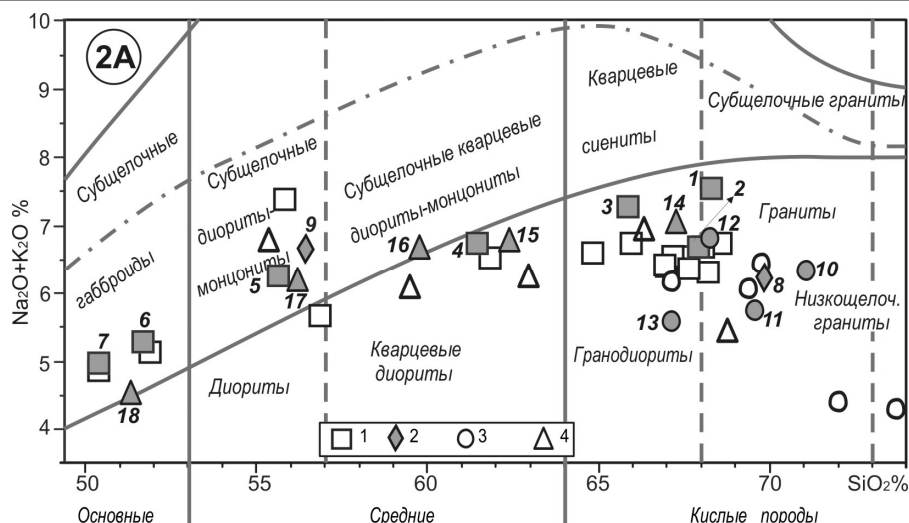


Рис. 2. Распределение точек анализов пород УТМ, М и ВГМ на диаграммах:

А – упрощенная классификационная сетка магматических горных пород [3], сплошные кривые линии ограничивают область распространения магматических пород субщелочного ряда. Выше этой области – область распространения пород щелочного ряда, ниже нормальной по щелочности ряда. Штрихпунктирная линия – нижняя граница поля распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы. Вертикальные линии – границы основных, средних и кислых пород с подразделениями (штриховые вертикали). Подписи на полях – названия семейств плутонических пород. Б – диаграмма О'Коннора-Баркера [6]. Условные обозначения фигуративных точек анализов пород на рис. 2А и 2Б одни и те же (1–4): 1 – породы УТМ, в основном береговые обн. р. Тимптон, ниже устья рч. Бол. Кюрикан; 2 – тело М в верховье руч. Юс-Билир; 3 – породы М басс. руч. 1, 2, 3-й Маринские; 4 – породы ВГМ, берега р. Гоном в интервале 10–30 км выше устья р. Ытымджа. Точки анализов, затемненные на рисунках (цифры 1–18) соответствуют номерам анализов в таблице.

как это установлено при изучении петрохимии пород федоровской свиты [1]. По соотношениям нормативных полевых шпатов плагиогнейсы соответствуют: УТМ – гранодиоритам (редко тоналитам), М – трондьемитам (тоналитам), ВГМ – тоналитам (гранодиоритам) (рис. 2Б). Породы характеризуются низкими содержаниями  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  и повышенными –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Рассмотрение анализов на других классических диаграммах – АФМ,  $\text{Al}-(\text{Fe}+\text{Ti})-\text{Mg}$ ,  $\text{Na}-\text{K}-\text{Ca}$  – показывает, что эти породы относятся к известково-щелочной серии с трондьемитовым трендом дифференциации. Для УТМ это не противоречит низким суммам РЗЭ с умеренным преобладанием легких над тяжелыми РЗЭ и слабыми (–) аномалиями Eu или без аномалий (таблица, рис. 3). Породы УТМ характеризуются высокими содержаниями Sr, Ba и низкими Rb, Zr, Y, Hf, Nb, Ta, Th, U. Проба трондьемитогнейса М от гранодиоритогнейсов УТМ отличается меньшей суммой РЗЭ из-за крайней обедненности тяжелыми РЗЭ и (+)Eu аномалией.

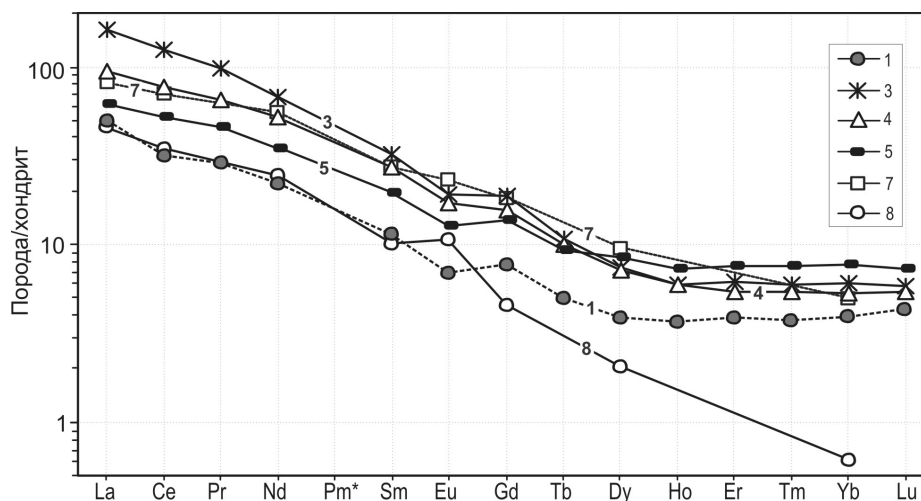


Рис. 3. Распределение хондритнормализованных РЗЭ (по данным таблицы) в породах УТМ (1, 3, 4, 5, 7) и юс-билирского тела М (8)

Весьма вероятно, что УТМ, М и ВГМ относятся к одному комплексу. Для уточнения возраста, формационной принадлежности, минерализации этих пород, а также их соотношений с упомянутыми метагаббро, габбро-диоритами необходимы дополнительные исследования.

### Литература

1. Березкин В.И., Смелов А.П. Метавулканы Федоровской свиты докембрия Алдано-Станового щита: наложенные изменения химического состава, первичная сериальность и геодинамическая природа // Вулканизм и геодинамика. Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Екатеринбург, 2003. С. 606–610.
2. Дук В.Л., Кишул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.
3. Классификация и номенклатура магматических горных пород (ред. Богатиков О.А.). М.: Недра, 1981. 160 с.
4. Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). ОНТИ, НКТП, 1936. 76 с.
5. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81–104.
6. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. 488 с.

## ГЕОХИМИЯ ЧАРНОКИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Березкин В.И., Кравченко А.А.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, e-mail

Чарнокиты – гиперстеновые гнейсы Na-K гранитоидного состава являются характерными породами гранулитовой фации на многих древних щитах. В северо-восточной части Алдано-Станового щита одна из двух толщ была названа чарнокитовой [4], из состава которой были выделены мелкие тела и объединены в чарнокитовый комплекс [7], ооконтурен и изучен сравнительно крупный чарнокитовый массив Емелляли [1, 5].

Массив находится на западной окраине Суннагинского блока Учурского террейна, а изученные нами мелкие тела – в пределах Тыркандинской зоны тектонического меланжа (ТЗТМ) (врезка рис. 1), с запада ограничивающей этот блок [6]. Ниже нами показано существенное разнообразие видов пород массива, чем это представлялось ранее [1, 5]. Такое же разнообразие выявлено в мелких телах.

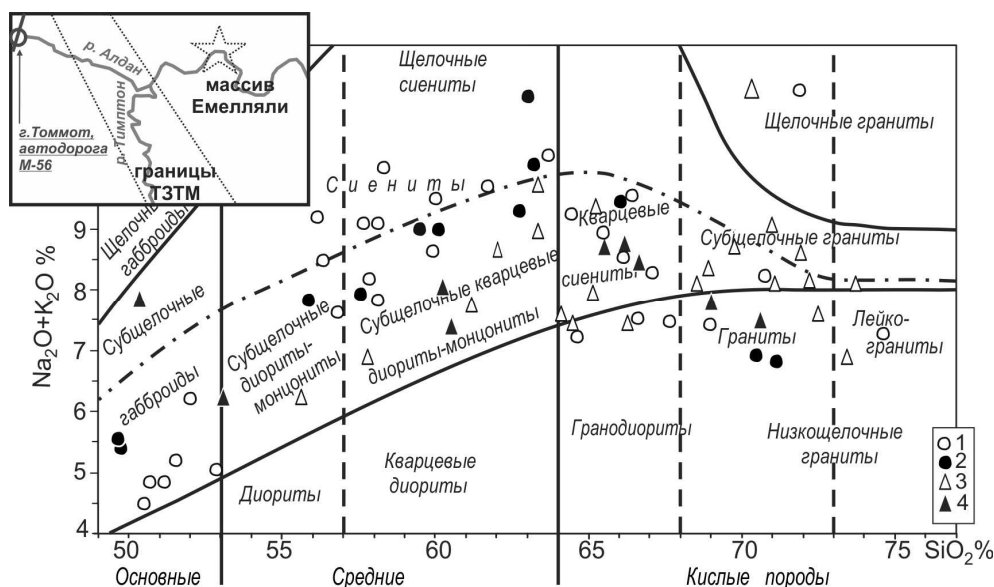


Рис. 1. Распределение точек анализов чарнокитов и связанных с ними пород на упрощенной классификационной сетке магматических горных пород [3].

Сплошные кривые линии ограничивают область распространения магматических пород субщелочного ряда. Выше этой области – область распространения пород щелочного ряда, ниже нормального по щелочности ряда. Штрихпунктирная линия – нижняя граница поля распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы. Вертикальные линии – границы основных, средних и кислых пород с подразделениями (штриховые вертикали). Подписи на полях – названия семейств плутонических пород. Обозначения фигуративных точек анализов пород: массива Емелляли (1–2), 1 – анализы не приведены, 2 – анализы см. в таблице; мелких тел в толщах ТЗТМ (3–4): 3 – анализы не приведены, 4 – анализы см в таблице. Все анализы были пересчитаны на 100% без учета летучих

Химические составы чарнокитов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	70,5	63,3	62,9	60,2	57,7	56,0	49,9	49,7	71,2	66,1	63,1	70,6	69,0	65,6	60,6	60,3	53,2	50,4	66,7	66,2
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,62	0,69	0,93	1,13	1,3	1,68	1,74	0,4	1,25	0,08	0,33	0,5	0,39	1,62	1,28	1,26	1,43	0,64	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,6	18,3	18,0	18,0	18,5	18,3	18,3	17,9	14,0	15,3	20,7	13,5	14,7	16,2	16,2	15,8	17,5	18,3	15,0	15,1
FeO*	3,50	4,33	4,57	6,45	7,47	8,28	11,9	11,4	3,94	3,55	2,06	4,09	4,92	3,87	7,31	7,38	10,0	8,91	4,73	4,80
MnO	0,05	0,07	0,07	0,1	0,14	0,14	0,17	0,19	0,06	0,04	0,04	0,04	0,08	0,09	0,12	0,22	0,14	0,11	0,05	0,04
MgO	0,94	0,78	1,08	1,39	2,21	2,38	3,61	4,48	1,12	0,91	0,57	1,84	0,28	1,41	1,63	0,52	3,31	4,54	1,23	1,45
CaO	2,75	2,28	3,25	3,71	4,44	5,27	8,17	8,24	2,36	2,73	2,29	1,91	2,38	3,37	4,14	5,66	7,41	7,21	2,77	2,16
Na <sub>2</sub> O	2,54	3,7	3,76	3,76	3,56	3,56	3,4	3,36	2,48	2,43	4,69	3,16	2,71	3,25	2,68	4,36	3,31	3,07	3,6	3,46
K <sub>2</sub> O	4,36	6,33	5,51	5,2	4,33	4,23	1,98	2,17	4,28	6,99	6,43	4,32	5,08	5,46	4,73	3,7	2,94	4,76	4,87	5,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,18	0,19	0,28	0,41	0,45	0,69	0,72	0,05	0,43	0,06	0,06	0,12	0,32	0,52	0,48	0,35	0,79	0,21	0,25
La	41	66	69	86	59	75	113	37	37,7	256	30,2	33,2	36	35,3	51	75	74	175	61	273
Ce	83	124	140	182	134	170	234	89	64	558	41,9	61	72	71	104	153	149	322	130	488
Pr		16		24,33	19,35	25,08	31,23		7,19	71,5	4,34	7,21	9,2	8,69	14,1	20,21	18,5	38	16,12	54
Nd	41	55,9	66	89,7	74,9	95,6	109	57	22,7	237	13,7	23,7	33	33,8	53	76,1	61	120	59,1	160
Sm	4,8	8,02	8,6	13,24	14,45	17,01	16,54	9,4	3,28	26,74	1,74	4,48	6,4	6,29	8,7	12,42	9,10	15,1	10,13	18,75
Eu	2,2	3,2	2,8	3,24	2,71	3,72	3,06	3,4	1,35	1,87	3,46	0,76	1,3	1,52	1,89	3,37	1,72	2,7	1,97	2,96
Gd	4,1	6,1	6,4	10,44	12,29	13,13	13,28	8,2	3,30	15,21	1,32	4,35	5,5	5,50	6,60	12,49	7,20	10,1	9,35	13,24
Tb		0,77		1,24	1,78	1,88	1,77		0,71	1,28	0,14	0,54	0,97	0,66	0,94	1,60	1,07	1,25	1,20	1,51
Dy	2,8	3,46	4,2	5,94	8,04	8,33	8,22	5,6	5,15	3,87	0,67	2,68	6,20	3,29	4,80	8,31	5,70	6,1	6,03	6,10
Ho		0,68		1,07	1,45	1,51	1,43		1,35	0,59	0,13	0,52	1,37	0,66	0,94	1,70	1,15	1,15	1,28	1,08
Er		1,65		2,95	3,70	3,91	3,87		4,59	1,70	0,40	1,65	4,50	1,50	2,80	4,83	3,40	3,2	3,34	2,89
Tb		0,24		0,43	0,48	0,54	0,51		0,84	0,22	0,07	0,25	0,73	0,20	0,40	0,68	0,51	0,48	0,53	0,41
Yb	1,2	1,59	1,8	2,68	2,89	3,13	2,95	2,1	5,69	1,40	0,40	1,47	4,80	1,30	2,70	4,45	3,20	2,9	3,03	2,29
Lu		0,25		0,41	0,40	0,46	0,42		0,86	0,20	0,07	0,22	0,70	0,18	0,40	0,62	0,47	0,43	0,45	0,33
ΣPЗЭ	180	289	299	424	335	420	540	212	158	1176	99	142	183	169	252	375	336	698	304	1025
La/Yb (N)	24	29	27	22	14	17	27	12	4,6	127	52	15,6	5,2	18,8	13,1	11,6	16	41,9	14,1	82,5
Eu/Eu* (N)	1,51	1,39	1,15	0,84	0,62	0,76	0,63	1,18	1,24	0,28	6,96	0,52	0,66	0,79	0,76	0,82	0,64	0,66	0,61	0,57

Пояснения к таблице. Массив Емелляли (1–11): чарнокиты (1–6); предполагаемые родственные включения в них (7–8); редко встречающиеся разновидности чарнокитов (9–11). Чарнокиты мелких тел, встречающихся в толщах северной части Тыркандинской зоны тектонического меланжа (12–20): чарнокиты (12–16); субщелочные кристаллосланцы, родственные (?) с ними (17–18); гнейсы амфиболитовой фации – диафориты (?) по чарнокитам (19–20). Породообразующие оксиды определены химическим методом в ИГБМ СО РАН. РЗЭ определены в ИГМ СО РАН методом LA ICP-MS. Неполный ряд РЗЭ (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Yb) определен в лаборатории Геологической службы Канады методом ICP-TR1 и ICP-RE1. Остальные пояснения см. в тексте.

**Массив Емелляли** обнажен в узкой долине р. Алдан в ее широтном течении в 25 км ниже устья р. Тимптон. Ширина выхода около 11 км, экстраполированная субмеридиональная протяженность более 16 км. На фоне полосчатых и пестрых по составу вмещающих парагнейсов чарнокиты выделяются монотонностью, слабой гнейсовидностью, иногда массивностью [5]. Главный темноцветный минерал – ортопироксен (феррогиперстен), не всегда присутствуют клинопироксен (ферросалит), амфибол (роговая обманка), биотит, изредка гранат (альмандин). Калиевый полевой шпат, часто образующий порфиробласты, преобладает над плагиоклазом (олигоклаз). Акцессорные представлены цирконом, апатитом, монацитом, магнетитом, ильменитом, сульфидами и др. В чарнокитах широко развиты мирмекиты. В гиперстенах иногда наблюдается пластинчатая структура. U-Pb изохронный возраст цирконов из пород массива равен 2007 млн лет [1].

По соотношениям SiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O+ K<sub>2</sub>O широко распространенные породы массива соответствуют семействам: субщелочных кварцевых диоритов-монцодиоритов; сиенитов; кварцевых сиенитов (табл., рис. 1). Подчиненное значение имеют аналоги субщелочных диоритов-монцонитов, гранодиоритов, а также нормальных гранитов с переходами в субщелочные граниты и щелочные пегматиты.

На рис. 2А мелкими значками представлены широкий по SiO<sub>2</sub> круг пород массива. Несмотря на это видны: близость этих проб по высокой сумме РЗЭ, по степени обогащенности РЗЭ и слабыми (+) и (–) аномалиями европия. Только проба гранита (1) несколько обособилась из-за наиболее низкой Σ РЗЭ. Но в пробах 9, 10, 11 обнаружены некоторые своеобразие. Проба 9 также гранитного состава, при сходстве с гранитом 1 по легким РЗЭ резко отличается от всех других пород обогащенностью тяжелыми РЗЭ с обратным наклоном соединительной линии (рис. 2А). Это связано с присутствием граната-накопителя тяжелых РЗЭ. Проба 10 – аналог кварцевого сиенита – обособилась по наибольшему ΣРЗЭ и La/Yb<sub>(N)</sub> и глубоким (–)Eu. В ней содержание K<sub>2</sub>O = 6,90 %, самое высокое в таблице. Проба 11 выделяется наименьшей ΣРЗЭ и наибольшей (+)Eu, что связано с полевошпатовым составом породы с незначительным участием кварца и цветных минералов. Причем плагиоклаз преобладает над калишпатом, Na<sub>2</sub>O=4,69; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=20,7 – самые высокие в таблице. Все это приблизило породу к анортозитовому виду распределения РЗЭ.

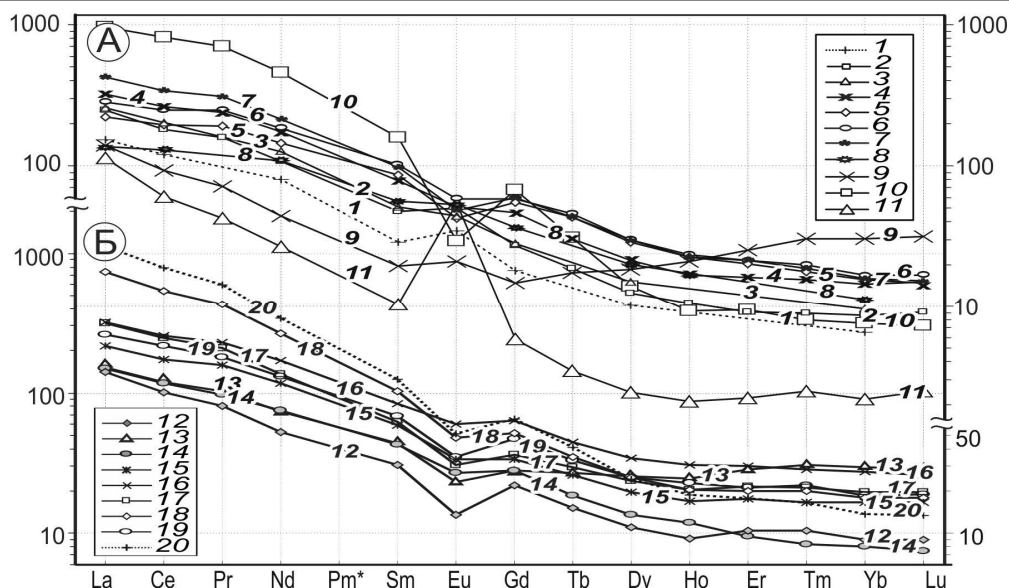


Рис. 2. Распределение хондритнормализованных РЗЭ [8] в чарнокитах и связанных с ними породах массива Емелляли (А) и севера Тыркандинской зоны тектонического меланжа (Б). Номера проб на рис. 2, те же, что в таблице

Чарнокиты северной части ТЗТМ. Чарнокитовая толща [4] в ТЗТМ позднее расчленялась на несколько свит (толщ). Из них определение «чарнокитовая» наиболее подходит иджекской толще [2]. Выяснилось, что в «чарнокитовые гнейсы» объединялись собственно чарнокиты, эндербиты и переходные породы как орто-, так и пара-ряда. Количественные соотношения между ними остаются неясными до сих пор. Ниже рассмотрены только чарнокиты. Известно, что они в иджекской толще образуют обособленные тела до 1х7 км [2]. Опробованные нами тела меньше, встречаются не только в иджекской, но и в других толщах (холбохской, кюриканской). В редких случаях наблюдается прямое или косвенное секущее положение этих тел.

На рис. 1, 2Б и в таблице представлены данные по чарнокитам низовья р. Тимптон. Геохимические сходства этих чарнокитов с породами массива Емелляли очевидны. В мелких телах, опробованных единичными образцами на большой площади обнаружены такие же породы, что и на массиве. Главные отличия заключаются в явном преобладании в мелких телах кислых чарнокитов над средними (на рис. 1 показаны не все анализы) в целом с более высокой суммой щелочей, чем в массиве. Наоборот, в средних чарнокитах сумма щелочей меньше, чем в массиве. Заметны несколько низкие содержания  $Al_2O_3$  в мелких телах. Также очевидны сходства пород массива и мелких тел по РЗЭ (табл., рис. 2А и 2Б). Даже пробы с массива, обособившиеся по параметрам РЗЭ, находят близких аналогов в мелких телах. Таковы анализы 10 и 20, 9 и 13. В мелких телах не обнаружен только аналог существенно полевошпатовой породы 11. Вместе с тем, в мелких телах выявлены только слабые (-)Eu. Сходства прослеживаются не только по оксидам и РЗЭ, но и по другим элементам-примесям. В массиве и мелких телах в пробах с интервалом  $SiO_2 = 57-68\%$  определены соответственно следующие вариации элементов: Sr=500–970, 450–850; Ba=930–2100, 1200–2700; Rb=70–160, 60–160; Zr=400–760, 370–1000; Y=17–42, 19–54; Hf=12–21, 8–24; Nb=12–27, 10–43 г/т.

Таким образом, чарнокиты массива Емелляли и чарнокиты северной части ТЗТМ имеют схожий состав и, возможно, близкие возраста и условия формирования. Очередной задачей представляется определение изотопного возраста чарнокитов мелких тел в ТЗТМ, которые несмотря на близкое соседство и близкие геохимические характеристики с чарнокитами массива Емелляли, занимают другое положение в структуре Алдан-Станового щита. Необходимо также иметь в виду весьма слабую изученность геохимии и геохронологии чарнокитов на других блоках щита.

### Литература

- Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Новые данные об изотопном U-Pb возрасте гиперстеновых гранодиоритов Алданского щита и проблема зональности процессов палеопротерозойского термотектогенеза // ДАН, 2005. Т. 404. № 4. С. 524–528.
- Дук В.Л., Кишул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986, 280 с.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород (ред. Богатиков О.А.). М.: Недра, 1981, 160 с.
- Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). ОНТИ, НКТП, 1936. 76 с.

11. Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н. и др. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере Восточной Сибири). Л.: Наука, 1972. 180 с.
12. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81–104.
13. Ушакова З.Г. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита // Труды лаборатории геологии докембрия. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1953. Вып. 2. С. 213–227.
14. Sun Sh.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes // *Magmaism in ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Public. 1989 n. 42, p. 313–345.

## ОСНОВНЫЕ ВУЛКАНИТЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДЖАВАХЕТСКОЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ МАЛОГО КAVKAZA (ЛОРЬЙСКОЕ ПЛАТО, ДЕБЕДСКАЯ ДОЛИННАЯ ЛАВОВАЯ РЕКА): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ

Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН),  
г. Москва, e-mail: bubnov@igem.ru*

Проведены петролого-геохимические исследования плиоцен-раннеплейстоценовых вулканитов в пределах восточного сектора южной (армянской) части Джавахетской неовулканической области Малого Кавказа, объединяющего Лорийское лавовое плато и начинающуюся в его восточной части Дебедскую долинную лавовую реку (Северная Армения). Подавляющее большинство изученных вулканитов сектора являются основными породами, относящимися либо к К–Na умеренно-щелочной (муджиериты, гавайиты), либо известково-щелочной (базальты) петрохимическим сериям. Изредка в вулканогенных разрезах региона отмечаются трахиты, крайне редко – дациты. Доминирующими минералами фенокристов основных пород Лорийского плато и Дебедской лавовой реки являются оливин и плагиоклаз (чаще всего лабрадор); к ним обычно добавлен клинопироксен (авгит). Изученные основные породы содержат 48.3–51.7 мас. % SiO<sub>2</sub>, 4.5–6.2 мас. % Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O при 1.0–2.3 мас. % K<sub>2</sub>O. Базиты отличаются относительно низкими содержаниями TiO<sub>2</sub> (1.0–1.7%) и в целом невысокой магнезиальностью (Mg<sup>#</sup> 0.47–0.57). Интересно, что обычно при достаточно низких в породах отношениях Ti/Y (220–360), отношения в них Nb/Ta (20.6–20.9) близки к хондритовым. Геохимический облик изученных основных вулканитов в целом соответствует геохимическим характеристикам основных пород внутриплитных геодинамических обстановок [2, 4]. Выявлено сходство по ряду геохимических параметров плиоценовых основных вулканитов региона и базальтов океанических островов (ОИВ). Так, по сравнению с базальтами ОИВ-типа [5], базиты Лорийского плато и Дебедской лавовой реки обладают сходными концентрациями стронция (Sr<sub>n</sub> 0.8–1.0), циркония (Zr<sub>n</sub> 0.7–0.8), иттрия (Y<sub>n</sub> 0.9–1.2), иттербия (Yb<sub>n</sub> 1.2–1.3) и др. Важно отметить несомненное сходство спайдер-диаграмм РЗЭ основных вулканитов региона и базальтов океанических островов (ОИВ) [5]. Вместе с тем, геохимические данные отчетливо указывают и на коровый вклад в петрогенезис изученных плиоценовых лав основного состава. Так, в мультиэлементных спектрах лав фиксируются положительная аномалия U и отрицательные аномалии Nb и Ti. В нашем случае эти аномалии могут являться геохимическими признаками взаимодействия первично мантийных расплавов ОИВ-типа с коровым веществом.

Диапазон значений начальных изотопных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в изученных основных вулканитах региона относительно невелик и составляет 0.70398–0.70445. Интервал начальных изотопных отношений <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в молодых лавах крайне узок (0.51285–0.51287, или от +4.2 до +4.6 в единицах ε<sub>Nd</sub>). Для Дебедской лавовой реки намечается корреляция между изотопным составом Sr и Nd в породах и положением их в стратиграфическом разрезе: в целом, заметное увеличение в породах снизу вверх по разрезу величин отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и обычно комплементарное уменьшение отношений <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd. На изотопно-корреляционной Sr–Nd диаграмме точки составов плиоцен-раннеплейстоценовых вулканитов Лорийского плато и Дебедской лавовой реки образуют компактное скопление в I квадранте в поле составов базальтов ОИВ-типа. Близость изотопных Sr–Nd характеристик вулканитов указывает на достаточно высокую гомогенность источника, генерировавшего материнские магматические расплавы в неоген-четвертичное время в пределах рассматриваемого региона. Отметим, что по нашим и опубликованным [3] данным, вариации начальных изотопных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в молодых вулканитах западного сектора южной (армянской) части Джавахетской неовулканической области (Анесийское плато, Ахурянская лавовая река и южное окончание Джавахетского хребта) составляют 0.70416–0.70446, а начальных изотопных отношений <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – 0.51280–0.51287, или +3.1 ÷ +4.6 в единицах ε<sub>Nd</sub>. Как видно из этих данных, существенных различий в изотопном составе Sr и Nd в продуктах плиоцен-раннеплейстоценовой вулканической активности в пределах всей южной части Джавахетской

неовулканической области Малого Кавказа не фиксируется, что может свидетельствовать, по меньшей мере, об изотопно-геохимическом сходстве основных вулканитов Лорийского и Анесийского лавовых плато, Дебедской и Ахурянской долинных лавовых рек и близких к ним по возрасту магматических образований южного окончания Джавахетского хребта.

Таким образом, совокупность вещественных характеристик плиоцен-раннеплейстоценовых вулканитов в пределах восточного сектора южной (армянской) части Джавахетской неовулканической области (Лорийское лавовое плато и Дебедская долинная лавовая река) показывает, что они близки к континентальным внутриплитным образованиям, свидетельствует о значительной роли ассимиляции коровым веществом в их петрогенезисе и указывает на региональный мантийный резервуар ОИВ-типа в качестве наиболее вероятного источника их первичных расплавов. Изотопные Sr-Nd-Pb метки этого общего для подавляющего большинства молодых магматических образований практически всех неовулканических областей Кавказского региона источника, названного «Caucasus» и генерировавшего расплавы с составом, соответствующим K-Na субщелочным базальтам, приведены в работе [1] и составляют:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7041 \pm 0.0001$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = +4.1 \pm 0.2$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.105\text{--}0.114$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.72$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.62$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.78$ .

*Работа выполнена в рамках базовой темы НИР ИГЕМ РАН и частично при поддержке РФФИ (грант № 13-05-90612-арм\_а).*

## Литература

1. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): Результаты K-Ar и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.
2. Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 440 с.
3. Neill I., Meliksetian Kh., Allen M.B. et al. Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau // Lithos. 180–181. 2013. P. 200–215.
4. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Min. and Petr. 1979. V. 69. P. 33–47.
5. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. London: Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

## SR-ND ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ИГНИМБРИТОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

**Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Курчатов А.М., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И.**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН),  
г. Москва, e-mail: bubnov@igem.ru*

Большой Кавказ является одним из тех немногих районов Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где неоген-четвертичный игнимбритовый вулканизм проявился в значительных масштабах. Подавляющее большинство продуктов молодого эксплозивного вулканизма Большого Кавказа сконцентрировано в пределах Эльбрусской неовулканической области. Игнимбриты и ассоциированные с ними пирокластические образования здесь входят в состав вулканогенных разрезов Чегемского, Эльбрусского и Тырнаузского вулканических центров [7 и др.].

Чегемский вулканический центр расположен в восточной и юго-восточной частях Эльбрусской неовулканической области на водоразделах рек Кестанты, Чегем, Малка и Баксан. Извержениями андезибазальтовых вулканов Сурх и Крандух (3.8–3.7 млн лет назад) [1, 8; и др.] маркирована начальная фаза активности центра (конец раннего плиоцена). В начале второй (эксплозивной) фазы развития Чегемского центра (конец среднего плиоцена) в верховьях р. Чегем проявлял активность крупный вулкан, на месте которого около 2.8 млн лет назад [8; и др.] возникла Верхнечегемская кальдера. В это же время сформировался интрузивный массив гранодиорит-порфиров Джунгусу, который, по мнению ряда исследователей, является частью резургентного купола Верхнечегемской кальдеры [9; и др.]. Такой же возраст имеют пирокластические образования Нижнечегемского нагорья – 2.8 млн лет [8; и др.]. Извержениями андезитовых стратовулканов Кумтюбе и Кюйгенкая отмечена заключительная фаза активности центра (2.8–2.7 млн лет назад) [8; и др.].

Преобладающие продукты эксплозивных извержений взрывного типа второй фазы активности Чегемского центра – умеренно кислые, кислые известково-щелочные, реже K-Na субщелочные игнимбриты и ассоциированные с ними лито- и кристаллокластические (нередко спекшиеся) туфы. Они содержат 65.4–76.7 мас. % SiO<sub>2</sub>, 5.2–8.9 мас. % K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O при 3.0–5.4 мас. % K<sub>2</sub>O.



Тырныауский вулканический центр был локализован в плиоценовое время на территории южной части Эльбрусской неовулканической области в субширотной полосе, протягивающейся от верхнего течения р. Баксан до истоков р. Кубань и ее правых притоков. Время проявления магматической активности центра – средний-поздний плиоцен (~3.0 – ~1.8 млн лет назад) [7]. Ее начальная фаза отмечена развитием эксплозивного, с извержениями обычно взрывного типа, вулканизма около 3–2.75 млн лет назад в истоках рек Малка и Ирик. Вторая (позднеплиоценовая) фаза Тырныауского центра в основном обозначена развитием интрузивного кислого магматизма 2.5–2.1 млн лет назад [8; и др.]. Ее продуктом является широко известный Эльджуртинский гранитный массив. Проявлениями эффузивного и интрузивного магматизма отмечена заключительная фаза активности центра (1.95–1.8 млн лет назад) [4, 7]. На этой фазе сформировались Кыртыкский гранитоидный массив, дайки и штоки риолитов и витрофиров Тырныауского рудного поля, дайки фельзитов и туфолавы бассейна р. Бийтик-Тёбе, а также дайки фельзитов в устье р. Кыртык.

Продукты среднеплиоценовой эксплозивной активности Тырныауского центра – известково-щелочные преимущественно риолитовые игнимбриты, реже ассоциированные с ними лито- и кристаллокластические обычно спекшимися туфы. Они содержат 70.8–72.3 мас. %  $\text{SiO}_2$ , 6.9–7.4 мас. %  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  при 3.6–3.4 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ .

Эльбрусская неовулканическая область, один из крупнейших очагов четвертичной магматической активности Европы, расположен в юго-западной части одноименной области в водораздельной части бассейнов рек Кубань, Малка и Баксан. Начало магматической активности центра приходится на эоплейстоцен (950–900 тыс. лет назад) и отмечено проявлениями преимущественно эффузивного вулканизма в его восточной части (Тызыльский поток, вулканы Сылтран и Ташлысырт) [3; и др.]. Обнаружено, что раннелепестовые игнимбриты западной части Приэльбрусья и ассоциированные с ними вулканы являются продуктами активности вулканов Палео-Эльбрус, Чучхур, Чомарткол [10] и, в совокупности с близкими по возрасту средними по составу лавами вулкана Таш-Тёбе, маркируют вторую фазу активности Эльбрусского центра – 840–700 тыс. лет назад. Ранее выявлено [7], что продукты игнимбритового вулканизма этой фазы активности центра произошли не в результате эксплозивной активности взрывного типа, а при эксплозивно-лавовых извержениях. Три следующие фазы активности центра (225–170, 110–70 и менее 30 тыс. лет назад) обозначены исключительно извержениями стратовулкана Эльбрус [5; и др.].

Доминирующими продуктами раннелепестово-эпистоценовой эксплозивной активности Эльбрусского центра являются известково-щелочные и K-Na субщелочные риодацитовые игнимбриты, туфолавы и, нередко, спекшиеся лито- и кристаллокластические туфы. Они содержат 68.7–69.8 мас. %  $\text{SiO}_2$ , 7.2–7.9 мас. %  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  при 3.4–3.7 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$ .

Анализ Sr-Nd изотопных характеристик игнимбритов и ассоциированных с ними магматических образований молодых вулканических центров региона выявил следующее.

Начальные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в кислых игнимбритах и туфах Нижнечегемского нагорья второй эксплозивной фазы активности Чегемского центра, соответственно, составляют 0.70578–0.71063 и –0.5...–1.7 в единицах  $\epsilon_{\text{Nd}}$  [9 и наши данные]. В целом близкими изотопными характеристиками обладают разновозрастные продукты катастрофической активности Верхнечегемской кальдеры:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  = 0.70553–0.70756 и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  = 0.51259–0.51262 (–0.9...–0.3 в единицах  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ) [9 и наши данные]. Вариации начальных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в резургентных гранитоидах массива Джунгусу, генетически родственных туфам и игнимбритах Верхнечегемской кальдеры, составляют 0.70477–0.70571, а  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – 0.51261–0.51275 (–0.6...+2.1 в единицах  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ). Как видно из этих данных, игнимбриты и ассоциированные с ними туфы кальдеры имеют в целом более радиогенный состав Sr и менее радиогенный состав Nd по сравнению с гранитоидами массива Джунгусу. Это объяснимо увеличением со временем доли мантийной компоненты в материнских расплавах пород кальдерообразующей фазы активности Чегемского центра (что выявлено для плиоценовых гранитоидов Джимарского массива [2; и др.] и наблюдается для четвертичных лав вулкана Эльбрус [5]), либо «загрязнением» внутрикальдерных туфов и игнимбритов материалом MZ-PZ фундамента.

Диапазон вариаций начальных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в игнимбритах и туфах начальной эксплозивной фазы активности Тырныауского вулканического центра составляет, соответственно, 0.70714–0.70804 и 0.51249–0.51251 (или –3.0...–2.5 в единицах  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ) [8]. Начальные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в известково-щелочных Эльджуртинских гранитоидах последующей второй (интрузивной) фазы активности центра укладываются в диапазон 0.70687–0.70737 при  $\epsilon_{\text{Nd}}$  = –0.9...–3.2 [6, 9]. Генетическое родство игнимбритов и ассоциированных с ними пирокластических образований со следующими по времени образования продуктами активности Тырныауского центра – эльджуртинскими гранитами – не столь очевидно, как для гранодиорит-порфиров Джунгусу и игнимбритов Верхнечегемской кальдеры; однако, приведенные данные могут свидетельствовать об изотопно-геохимической близости плутонических и эксплозивных пород данного центра.

Общий диапазон вариаций начальных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в раннелепестово-эпистоценовых игнимбритах и туфах второй фазы активности Эльбрусского вулканического центра составляет, соответственно, 0.70643–0.70686 и 0.51253–0.51248 (или –2.2...–1.4 в единицах  $\epsilon_{\text{Nd}}$ ). Значительных различий в изотопном

составе Sr и Nd продуктов эксплозивной активности вулкана Палео-Эльбрус, расположенного к западу от вершины Эльбруса в верховьях реки Кубань, и моногенных вулканов северо-западной периферии Эльбрусского центра (Чучхур и Чомарткол) не обнаружено:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70643\text{--}0.70648$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.2\text{...}-2.1$  для эксплозивных образований Чучхура и Чомарткола и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70645\text{--}0.70686$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.4\text{...}-2.2$  для игнимбритов и туфов Палео-Эльбруса. Заметим, что последние маркируют начальную стадию извержений полигенного вулкана Палео-Эльбрус (840–740 тыс. лет назад) [7]; вторая стадия активности этого вулкана (740–720 тыс. лет назад) отмечена образованием покровов умеренно-кислых лав ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70647$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.9$ ), а финальная его стадия (около 700 тыс. лет назад) – формированием субвулканического массива риодацитов ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70638$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.6$ ), обнаженного в разрезе центральной части стены Кюкюртлю. Как видно из этих данных, существенных отличий в изотопном составе Sr и Nd игнимбритов и последующих за ними по времени формирования умеренно-кислых лав, а также риодацитов субвулканического интрузивного массива не фиксируется, что может свидетельствовать о генетическом родстве вулканогенных пород Палео-Эльбруса, образовавшихся в течение всего периода его эруптивной деятельности (~100 тыс. лет).

Итак, анализ Sr-Nd изотопной систематики игнимбритов и ассоциированных с ними туфов выявляет, по меньшей мере, их изотопно-геохимическое родство с синхронными по времени формирования или с близкими по возрасту эффузивными либо плутоническими образованиями в пределах всех молодых вулканических центров Эльбрусской области Большого Кавказа. Вариации изотопных отношений в игнимбритах и ассоциированных с ними пирокластических образованиях молодых вулканических центров региона объяснимы их гибридным мантийно-коровым происхождением, что ранее установлено нами для большинства N-Q магматических образований Кавказского региона [2, 5; и др.].

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-00728).*

#### Литература

1. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др. Основной магматизм в геологической истории Эльбрусской неовулканической области (Большой Кавказ): К-Аг и Sr-Nd изотопные данные // Доклады РАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 78–82.
2. Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. №6. С.582–602.
3. Лебедев В.А., Сахно В.Г., Якушев А.И. Общая продолжительность и пространственная миграция четвертичного вулканизма в Приэльбрусье (Большой Кавказ) // ДАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 232–238.
4. Лебедев В.А., Чернышев И.В. и др. Продолжительность молодого (плиоценового) интрузивного магматизма в Тырныаузском рудном поле, Северный Кавказ: новые К-Аг и Rb-Sr данные // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 244–248.
5. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): Результаты К-Аг и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. №1. С.45–73.
6. Носова А.А., Докучаев А.А. и др. Три типа рудно-магматических систем позднеколлизийных неогеновых гранитоидов Кавказа: изотопно-геохимические особенности гранитоидов и состав коровых протолитов // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. М: ИГЕМ РАН. 2008. С.152–156.
7. Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Лебедев В.А. и др. Два этапа эксплозивного вулканизма Приэльбрусья: геохронология, петрохимические и изотопно-геохимические характеристики вулканитов и их роль в неоген-четвертичной истории Большого Кавказа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Том. 22. № 1. С. 100–130.
8. Gazis C.A., Lanphere M. *et al.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurtja Granite: Cooling of two Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. P. 377–391.
9. Popov V.S., Kostitsyn Yu.A. *et al.* Volcanic and plutonic facies in Late Pliocene-Quaternary magmatic system of the Northern Caucasus, Russia, and related mineralization // Ore-bearing granites of Russia and Adjacent Countries. М: IMGRE. 2000. P. 213–235.

## ГЕНЕЗИС МЕЛАНОКРАТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В УЛЕКЧИНСКОМ КВАРЦЕВО-СИЕНИТОВОМ МАССИВЕ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт СО РАН,  
г. Улан-Удэ, e-mail: gerka\_85@mail.ru*

Меланократовые включения часто встречаются в гранитоидах разного состава. Происхождение включений может быть различно: это могут быть фрагменты субстрата, из которого выплавлялись кислые магмы; они могут быть ксенолитами вмещающих пород, в том числе, захваченными по пути движения

магмы к поверхности; могут быть продуктами ранней кристаллизации того же самого расплава (автолиты); или продуктами частичного плавления (реститы) и, наконец, могут образоваться в результате смешения магм различного состава. Соответственно, в зависимости от происхождения, включения несут разную петрогенетическую информацию. Поэтому, выяснение природы меланократовых включений является важной составной частью исследований, направленных на расшифровку процессов образования и кристаллизации салических магм.

Интереснейшим объектам для изучения меланократовых включений является Улекчинский гранитоидный массив (заяинский комплекс), в котором наблюдаются включения различных генетических типов. Массив расположен в левобережье р. Джида (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь не менее 13 тыс. км<sup>2</sup> [3], имеет изометричную форму и представлен двумя интрузивными фазами. Первая фаза включает порфировидные кварцевые сиениты, монзониты и амфиболовые сиениты. Наибольшим распространением пользуются сиениты, представляющие собой серые среднезернистые, иногда порфировидные (Kfs) породы. Ко второй фазе относят граносиениты, среднезернистые лейкократовые иногда порфировидные (Kfs) граниты. Породы массивные крупно-среднезернистые с гипидиоморфнозернистой микроструктурой. Гранитоиды массива прорваны небольшими штоками и дайками щелочных гранитов.

U-Pb изотопный возраст гранитов второй фазы составляет  $300.3 \pm 3.8$  млн лет, MSWD = 3.19 [6], что очень хорошо совпадает с предшествующими Rb-Sr определениями [5].

Улекчинский массив характеризуется большим количеством меланократовых включений, чаще всего встречающихся в кварцевых сиенитах первой фазы. В лейкогранитах второй фазы включения встречаются крайне редко, далее они рассматриваться не будут. Распространение включения в сиенитах крайне неравномерное. По характеру распространения можно выделить два типа: а) единичные включения, встречающиеся через сотни метров друг от друга среди кварцевых-сиенитов; б) скопления включений, где их количество возрастает на 2–3 порядка (в среднем 15–20 штук на м<sup>2</sup>), в предельном случае включения концентрируются в «рои», где на их долю приходится до 50% от общего объема породы. Поперечные размеры таких скоплений достигают 3–4 м. Особенностью Улекчинского массива является присутствие включений явно разного генезиса, о чем свидетельствует их текстурно-структурные особенности, минералого-петрографические характеристики и характер распространения в массиве. Так единичные включения представлены ксенолитами метаморфических пород, аналогичным метаморфитам могут слагающим крупные (десятки метров в поперечнике) «останцы». Подобного типа породы развиты и в обрамлении массива, где они выделяются в качестве астайской свиты протерозойского возраста. Кроме метаморфических ксенолитов к единичным – относятся меланократовые включения с гранобластовой структурой, которые могут быть глубинными ксенолитами, захваченными по пути движения магмы к поверхности, либо реститами. Рои и скопления содержат включения разных минералого-петрографических типов. В них присутствуют включения, аналогичные описанным выше, но большую часть составляют мафические микрогранулярные включения (ММЕ) долеритоподобной (макроскапически наиболее меланократовые включения) и мелко-среднезернистые «диоритоподобные» включения. Последние два типа, судя по их типично магматическим структурам, могут представлять собой продукты дополнительных магматических импульсов возможно неоднократных, т.е. продукты смешения магм.

Кроме того, вместе с включениями, имеющими четкие ограничения (контакты), встречаются участки более мелкозернистые (по сравнению с вмещающими кварцевыми-сиенитами) и обогащенные темноцветными минералами. По нашим представлениям, такие образования представляют собой продукт максимальной «переработки» включений (независимо от их происхождения) вмещающим расплавом.

Размер включений, независимо от происхождения и состава, варьирует широко – от первых сантиметров до 20–40 см в поперечнике, форма чаще всего округлая. В некоторых случаях включения окружены лейкократовой, или наоборот – меланократовой каймой мощностью 0.5–1 см, по-видимому, реакционного происхождения, однако в подавляющем большинстве случаев никаких изменений состава и текстурно-структурных особенностей в краевых частях включений или во вмещающих породах не наблюдается. Контакты включений с вмещающими гранитоидами, как правило, резкие, за исключением включений с сильной степенью преобразования.

С точки зрения генезиса, наибольший интерес представляют гранобластовые, долеритоподобные и диоритоподобные включения.

Петрографически включения из Улекчинского массива можно разделить на четыре группы: 1) мелкозернистые полнокристаллические амфибол-биотит-полевошпатовые породы с долеритоподобной микроструктурой, часто порфировидные (Pl); 2) мелко-, среднезернистые биотит-амфиболовые породы с гипидиоморфнозернистой микроструктурой; 3) среднезернистые амфиболовые (с единичными зернами биотита, хлоритизированного) породами с гранобластовой структурой; 4) редко наблюдаются тонкополосчатые биотитовые и/или амфибол-биотитовые включения (гнейсы, иногда скарноиды). Для первых двух групп можно предположить магматическое происхождение, третья группа под вопросом см. выше, тогда как метаморфогенный генезис включений третьей группы сомнений не вызывает.

Важно подчеркнуть два минералого-петрографических отличия включений первой, второй групп от третьей: во-первых, наличие резорбированных ядер зональных кристаллов (лабрадор-битовнит – до 75.4% An) характерно только для включений первой группы, тогда как вкрапленники с зональностью роста (ядро 48–52%, кайма 19–35% An) и мелкозернистая основная масса и каймы кристаллов первых двух типов (олигоклаз – 22–27% An) наблюдаются во всех группах. Во-вторых, наличие клинопироксена (салит), реликты которого встречаются внутри зерен магнезиальной роговой обманки наблюдаются исключительно во включениях третьей группы. Калиевый полевой шпат во включениях представлен интерстициальными выделениями с пятнисто-пертитовой внутренней структурой. Эти петрографические особенности свидетельствуют о существовании нескольких разновременных генераций породообразующих минералов – ранней реликтовой, унаследованной от исходного – «промежуточной» и поздней, кристаллизовавшейся уже из гибридного расплава.

Состав пород Улекчинского массива варьирует от субщелочных диоритов, монцодиоритов и монцонитов до лейкократовых гранитов, охватывая диапазон кремнекислотности от 53.3 до 76.8 мас. %  $\text{SiO}_2$ , при щелочности, соответствующей субщелочному полю на TAS диаграмме. Меланократовые включения рассматриваемых типов перекрывают значительную часть этого диапазона (54–62 %  $\text{SiO}_2$ ). По содержанию  $\text{SiO}_2$  включения (первой и второй группы) перекрываются с сиенитами первой фазы, резко отличаясь от последних пониженными концентрациями Sr, Ba, Y, отчасти Nb, более высокой глиноземистостью, калиевой щелочностью и содержанием Rb.

Распределение REE для включений характеризуется резкой дифференцированностью спектра с обогащением пород LREE. Величина  $\text{La/Yb}_{(n)}$  отношения, в среднем, составляет 19.5 при  $\sum \text{REE}$  равной 198 г/т, величина Eu аномалии ( $\text{Eu}^* = \text{Eu}/\text{Eu}^*$ ) равной 0.75. При этом Такое сходство мафических включений врят-ли случайно, скорее всего, это можно объяснить долгим нахождением включений в «жидкой» салической магме.

Таким образом, характер распространения включений в массиве, их морфология, минералого-петрографические особенности, указывает на различный генезис мафических включений в Улекчинском массиве, при этом с большой вероятностью среди них могут быть включения попавшие в расплав в твердом состоянии (ксенолиты, граноблочные включения) и, вероятно, наблюдаются продукты смешения магм – долеритоподобные и диоритоподобные включения.

#### Литература

1. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хромов А.А. Меланократовые включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья // Современные проблемы геохимии, Иркутск, 2012, с. 30–33.
2. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцевосиенитовый массив): состав, петрогенезис // Петрология, 2013, т. 21, № 3, с. 309–334.
3. Дистанова А.Н. Позднепалеозойские гранитоидные интрузии Западной части Джидинской зоны (Западное Забайкалье) / Гранитоидные комплексы Сибири. Наука, Новосибирск, 1979, с. 3–23.
4. Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвильев А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасти позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 5. с. 694–702.
5. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. с. 1249–1276.
6. Цыганков А.А., Удоротина О.В., Бурмакина Г.Н., Гроув М. Новые результаты U-Pb дотирование цирконов и проблема длительности формирования Ангара-Витимского батолита // Доклады академии наук, 2012, т. 447, № 2, с. 204–209.

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ПОРОД МЕЙМЕЧИТ-ПИКРИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ПОЛЯРНОЙ СИБИРИ, ПРИМОРЬЯ И КАМЧАТКИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ГЕНЕРАЦИИ И ЭВОЛЮЦИИ ИСХОДНЫХ РАСПЛАВОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

Васильев Ю.Р.<sup>1,2</sup>, Гора М.П.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, [meimech@igm.nsc.ru](mailto:meimech@igm.nsc.ru)

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск

В разновозрастных и разноструктурных регионах России (Маймеча-Котуйская провинция, Сихотэ-Алинь и Камчатка) присутствуют близкие по минерально-петрохимическому составу и структурно-текстурному рисунку породы, относимые к меймечит-пикритовым ассоциациям. Анализ обширного фактического материала по петрохимии, геохимии и изотопии пород и расплавных включений в оливинах, а также по гео-

структурному положению проявлений меймечит-пикритовых ассоциаций выявил как удивительную общность целого ряда характеризующих их признаков, так и определенные различия в составах.

К признакам сходства относятся:

Внешне это порфировидные породы, состоящие на 40–70% из вкрапленников магнезиального оливина и в различной степени раскристаллизованной в клинопироксен основной массы. Как аксессуарии присутствуют хромит, титаномагнетит, биотит, перовскит, сульфиды. Базис породы всегда замещен серпентин-хлоритовым агрегатом.

Породы этих ассоциаций по петрохимическому составу относятся к пикритам. Их высокая магнезиальность определяется прежде всего повышенным содержанием вкрапленников оливина.

Меймечит-пикритовые породы из этих регионов представлены главным образом лавами, в меньшей мере туфами, а также силами, дайками и диартемами.

Проявления этих пород всегда приурочены к участкам консолидированной континентальной или океанической литосферной мантии, сформировавшейся в процессе геологической истории развития регионов.

Консолидированная литосфера большой мощности на последующие процессы активизации реагировала возникновением глубинных разломов (зон проницаемости) и генерацией исходных высокотемпературных и высокомагнезиальных расплавов. Эти расплавы, возникшие в результате сложных процессов плавления в различной степени измененного и деплетированного мантийного субстрата, генерировались на глубинах алмазональной фации (150–250 км), что подтверждается находками микроалмазов, термобарофильных минеральных парагенезисов и расчетными данными [4; 6; 7 и др.].

Гомогенные исходные расплавы быстро поднимались в верхние горизонты земной коры и концентрировались в промежуточных очагах. Косвенным признаком быстроты подъема расплавов служат низкие изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в породах ассоциаций (0,7025–0,7037).

В промежуточных очагах при высоких температурах и достаточно низких давлениях кристаллизовался оливин (+ хромшпинелид). В дальнейшем гетерогенный расплав изливался на поверхность или формировал гипабиссальные интрузивные тела.

Вышеперечисленные признаки сходства характеризуют этапы магматического процесса – от зарождения магматических очагов на больших глубинах до формирования пород на поверхности. Но наряду с этим были выявлены и различия между породами меймечит-пикритовых ассоциаций, подчеркивающие региональный характер этого процесса.

Несмотря на внешнее сходство пород и близость их химических составов, исходные расплавы имели региональные различия. Изучение составов расплавных включений в оливинах показало, что исходные расплавы для этих ассоциаций различались между собой по содержаниям петрогенных элементов, особенно по количествам титана. Намечаются различные тренды эволюции этих расплавов [2].

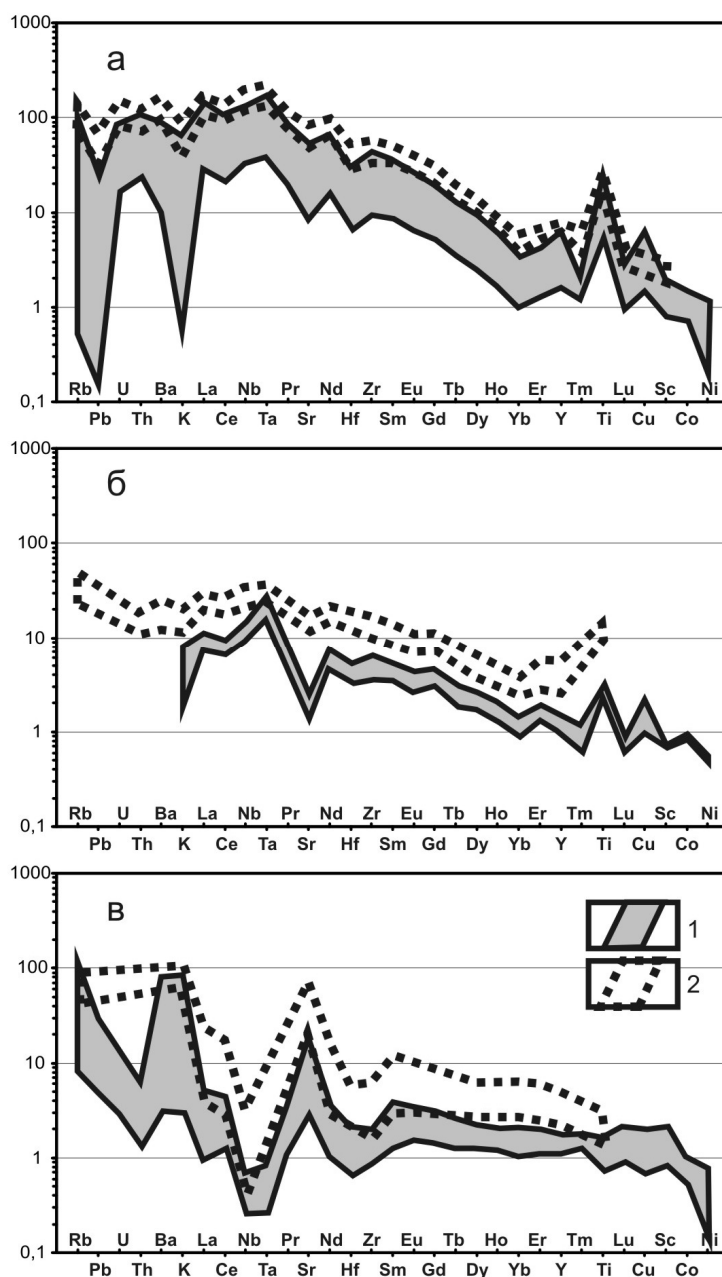
Главное региональное различие изученных пород проявилось в содержании и распределении примесных элементов, в том числе РЗЭ (рис.). На рисунке видно, что в породах Маймеча-Котуйской провинции наиболее высокие содержания некогерентных элементов. При этом наблюдаются максимумы для Nb и Ta и минимумы для K и Sr. Меймечит-пикриты Сихотэ-Алиня при значительно меньших количествах малых элементов демонстрируют на спайдер-диаграммах спектры, подобные спектрам для пород Маймеча-Котуйской провинции. Противоположный характер распределения максимумов и минимумов на спайдер-диаграммах наблюдается для меймечит-пикритов Камчатки.

Эти особенности отражают формирование меймечит-пикритовых ассоциаций в различных геодинамических обстановках – кратона, переходной зоны континент – океан и островодужья.

Меймечиты Полярной Сибири формировались в результате региональной активизации кратона в зоне Енисей-Хатангского рифта, завершая пермо-триасовый этап щелочно-ультраосновного магматизма Маймеча-Котуйской провинции [1; 7; 10].

Юрско-меловые меймечит-пикриты Сихотэ-Алиня формировались в зоне перехода континент-океан, где взаимодействие пассивной окраины континента и океанической плиты сопровождалось процессами коллизии с элементами субдукции [3 и др.]. При этом происходило дробление океанической литосферы и увеличение мощности блоков континентальной окраины с образованием жесткой аккреционной призмы сложного строения. Л.А. Изосов [5] полагает, что эту структуру можно считать молодой континентальной литосферой, способной образовать разломы мантийного заложения. Именно к таким структурам и приурочены проявления меймечит-пикритового магматизма.

На Камчатке формирование верхнемеловой меймечит-пикритовой ассоциации происходило в условиях активной континентальной окраины и развивающихся островных дуг. По существующим представлениям [6; 8 и др.] краевая активизированная часть Охотоморской континентальной плиты вовлекалась в формирование островной дуги, существенно увеличивая мощность ее отдельных блоков, при этом возникала мощная консолидированная литосфера, которая могла реагировать на последующие движения образованием сверхглубоких разломов [6].



Спайдер-диаграммы для пород (1) и расплавных включений в оливинах (2) из меймечит-пикритовых ассоциаций Маймеча-Котуйской провинции (а), Сихотэ-Алиня (б) и Камчатки (в). значения элементов нормированы к составу примитивной мантии по [9]

Перечисленные различия, по мнению многих исследователей, связаны с физико-химическими параметрами мантийного субстрата (его составом, степенью плавления, характером метасоматической измененности и деплетированности). Для каждого региона проявления меймечит-пикритовых ассоциаций эти характеристики и определяли особенности составов и геохимическую специфику исходных расплавов и возникших из них пород.

*Работа выполнена при поддержке министерства образования и науки Российской Федерации.*

#### Литература

1. Васильев Ю.Р., Гора М.П. Геология Меймечитов севера Сибирской платформы // Доклады АН. 2012. Том 445. №3. С. 299–302.
2. Васильев Ю.Р., Гора М.П. Меймечит-пикритовые ассоциации Сибири, Приморья и Камчатки // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 8. С. 1211–1225.

Петрозаводск, 15–20 сентября 2015 г.

3. Войнова И.П. Магматические комплексы аккреционной системы как индикаторы характера аккреции (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения, г.Хабаровск, ИТИГ ДВО РАН. Тез докладов. 2001. С. 181–189.
4. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Ханчук А.И., Акаткин В.Н., Молчанова Г.Б., Нечаев В.П. Находка алмазов в юрских породах меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Доклады АН, 2005, том 404, № 1, с. 72–75.
5. Изосов Л.А. Ультраосновная-щелочная формация япономорской зоны перехода континент-океан: проблемы геологии и алмазности // Региональные проблемы. 2013. Т. 16. № 2. С. 5–10.
6. Селиверстов В.А. Термобарофильные минеральные парагенезисы алмазоносного щелочно-ультраосновного вулканического комплекса Восточной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. № 13. С. 10–30.
7. Соболев А.В., Соболев В.С., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология геофизика. 2009. Т.50. №12. С.1293–1334.
8. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2006. № 4. С. 37–62.
9. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 90. P. 297–314.
10. Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutsкая N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A. and Vasiliev Y.R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // Nature. 2011. Vol. 477. P. 312–316.

## ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ПОДЪЕМА МАНТИЙНОГО ФЛЮИДА В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ (БРЗ)

Васильев В.И., Жатнуев Н.С., Васильева Е.В.

ГИН СО РАН, Улан-Удэ, geovladi@yandex.ru

Целью данной работы являлось исследование эволюции вмещающих пород и флюида при подъеме последнего от зоны аномальной мантии на глубине 60 км до поверхности БРЗ с учетом расчетных температур и давлений, а также с учетом реологических неоднородностей среды: различных плотностей и пластично-хрупкого перехода (ПХП) в земной коре. Флюидом считалась подвижная группа фаз «водный раствор + газ», причем при отсутствии одной из фаз флюид продолжает существовать [2]. Под ПХП авторы понимают физическую границу смены открытых трещин, в которых флюид находится под гидростатическим давлением, на систему закрытых полостей, где на него действует давление литостатическое.

Тепловое состояние глубинных недр БРЗ в сочетании с интенсивными неотектоническими движениями, высоким уровнем сейсмической активности и особенностями глубинного строения (наличием под подошвой коры астеносферного диапира) свидетельствует о том, что активное тектоническое развитие этого региона продолжается [12]. С.В. Гольдин с соавторами показали, что область аномально пониженной скорости в верхах мантии под БРЗ характеризуется относительно пониженной плотностью до 0.03 г/см<sup>3</sup> [3].

Мощность земной коры в БРЗ изменяется в широких пределах – от 34 до 54 км. Коровый волноводный слой в рифтовой зоне и на некоторых участках Забайкалья залегает в интервале глубин 12–17 км. Его наличие в соседних районах Сибирской платформы не обнаружено. Электропроводящий слой в земной коре рифтовой зоны зафиксирован в той же части разреза, что и волновод – его кровля расположена на глубинах 10–15 км, а мощность составляет 5–8 км [7].

Исходя из вышеизложенного, глубина ПХП была принята равной 15 км, а изменение плотности вмещающих пород на пути флюида соответствовало вертикальной колонке непосредственно под южной впадиной озера Байкал по данным [5, 3]. Выше ПХП принималось гидростатическое, а ниже – литостатическое давление флюида [6]. Литостатическое давление определялось плотностями вышележащих пород, гидростатическое – плотностью флюида, которая рассчитывалась по эмпирическому уравнению  $\rho_f = 1.0616e^{-0.0017T}$ , где  $\rho_f$  – плотность флюида, г/см<sup>3</sup>;  $T$  – температура, °C [18]. Сразу оговоримся, что данное эмпирическое уравнение состояния было выведено исключительно численно, только для данных составов и Р-Т условий; поэтому его использование в любых других моделях будет, вероятно, некорректным.

Численная физико-химическая модель представляла собой последовательный проточный реактор с 14 термодинамическими резервуарами одинаковой исходной массы, расположенными снизу вверх по линии подъема флюида. Температура в резервуарах рассчитывалась на программном комплексе DISTAT 4.0 [1]; полученное распределение температуры хорошо коррелируется с моделью [9]. Расчетные характеристики резервуаров даны в табл. 1.

## ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Характеристики модельных резервуаров: Н – глубина, Т – температура,  $\rho_{\text{ср}}$ ,  $\rho_{\text{фл}}$  – соответственно плотности вмещающей среды и флюида,  $P_{\text{лит}}$ ,  $P_{\text{мод}}$  – соответственно давление литостатическое и модельное (с учетом ПХП). Выделенные резервуары 10 и 11 моделируют пластично-хрупкий переход с одинаковой глубиной и температурой, но с изменением давления от литостатического к гидростатическому

№№	Н, км	Т, °С	$\rho_{\text{ср}}$ , г/см <sup>3</sup>	$\rho_{\text{фл}}$ , г/см <sup>3</sup>	$P_{\text{лит}}$ , бар	$P_{\text{мод}}$ , бар
14	1	20	1.0000	1.02611	100	103
13	5	175	2.3650	0.78842	1046	418
12	10	330	2.5600	0.70152	2326	769
11	15	450	2.7340	0.60579	3693	1072
10	15	450	2.7340	0.49400	3693	3693
9	20	570	2.8500	0.40284	5118	5118
8	25	665	2.8500	0.34276	6543	6543
7	30	760	2.8500	0.29164	7968	7968
6	35	840	2.8900	0.25456	9413	9413
5	40	920	3.2500	0.22219	11038	11038
4	45	990	3.2500	0.19726	12663	12663
3	50	1060	3.2500	0.17513	14288	14288
2	55	1120	3.2500	0.15815	15913	15913
1	60	1180	3.2500	0.14281	17538	17538

Расчет равновесных составов резервуаров и подвижных фаз проводился методом минимизации энергии Гиббса на программном комплексе SELEKTOR [15] до установления полного равновесия во всей моделируемой системе. Набор независимых компонентов включал в себя Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, C, H, O и электрон. Набор потенциально возможных зависимых компонентов модельной системы формировался из баз данных термодинамических свойств газов, твердых веществ и компонентов водных растворов [13, 16, 17, 19]. Термодинамические свойства компонентов перед включением в модель были согласованы. Исходные химические составы резервуаров: 1–5 – интерполированные данные по составу верхней мантии [14]; 6 – 11 – интерполированные данные по Шарыжалгайскому комплексу [11]; 12 – доломитовый мрамор; 13 – усредненный состав осадков глубоководных байкальских скважин [8, 10]; 14 – глубинная байкальская вода [4].

Расчеты показали, что для установления полного термодинамического равновесия по всей моделируемой «колонке» (пути миграции флюида) необходимо исходное количество флюида, равное 96% от исходной массы первого резервуара. Распределение масс твердых фаз, фазы водного раствора и газовой фазы по модельным резервуарам дано на рис. 1. Глубинный флюид в 1 резервуаре (глубина 60 км) представлен только газовой фазой; начиная с 4 резервуара (45 км) и до ПХП (10 резервуар, 15 км) массы твердых фаз и газа плавно уменьшаются с увеличением массы водного раствора. На геохимическом барьере ПХП происходит полное растворение всех твердых фаз за исключением кварца, в газовой фазе полностью исчезает водяной пар, сменяясь молекулярным водородом. Попадая далее в 12 резервуар, представленный исходным доломитовым мрамором, флюид полностью растворяет последний, с отложением своих компонентов в 13 резервуаре (5 км, осадки байкальской впадины). Непосредственно в воду Байкала флюид приносит, главным образом,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{HFe}_2\text{O}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  и  $\text{Mg}^{2+}$ .

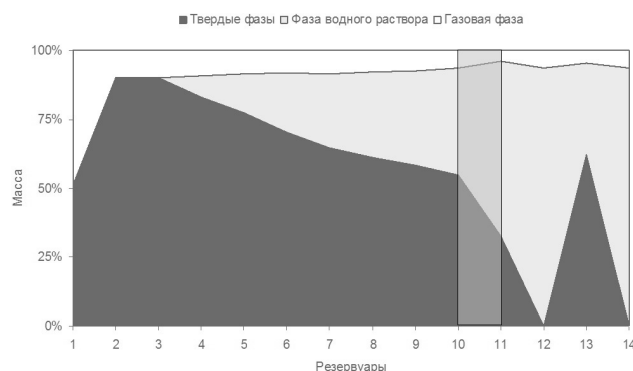


Рис. 1. Расчетное распределение масс модельных фаз по резервуарам. Прямоугольником выделена зона ПХП

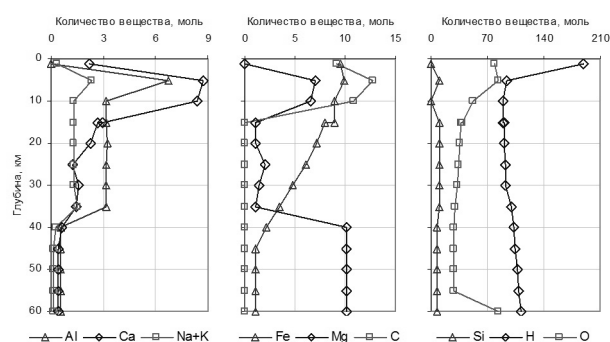


Рис. 2. Расчетное распределение независимых компонентов по глубине. Маркерами отмечены модельные резервуары. По абсциссам даны молярные содержания компонентов в резервуарах

Расчетное распределение независимых компонентов по глубине показано на диаграммах рис. 2. Как видим, здесь барьер ПХП выражен слабее за счет более показательных чисто химических барьеров (смены химических составов резервуаров мантии, коры и осадков). Распределение зависимых компонен-



тов (минеральных фаз, растворенных веществ и газов) по резервуарам весьма неравномерное. Резервуары верхней мантии характеризуются наличием ромбического амфибола, периклаза; в меньшей степени – ферритов и алюминатов. В газовой фазе, начиная со 2 резервуара, преобладает  $H_2$ . В коровых резервуарах (до ПХП) появляются альбит, кварц, микроклин, Fe-иллит; на разных глубинах, не ассоциируя друг с другом, – гидрокордиерит, клинопироксен, волластонит, андалузит, анальцит и др. В байкальских осадках (последний «твердый» резервуар) отлагаются клинохлор (34.29 мас.%), везувиан  $Ca_{9.5}Mg_2Al_5Si_9O_{35}(OH)_4$  (33.46 мас.%), иллит  $K_{0.8}Fe_{0.41}Fe_{0.15}Al_{2.07}Si_{3.43}O_{10}(OH)_2$  (13.53 мас.%), кальцит (10.73 мас. %); в малых количествах – гидрокарбонат натрия, диаспор, бемит и др. Более подробное петро- и минералогическое описание всей модельной «колонки» требует большего объема текста и выходит за рамки данного сообщения.

## Литература

1. Васильев В.И. Программный продукт DISTAT 4.0 для расчета двумерных распределений физических свойств земной коры // Тектонофизика и актуальные вопросы проблемы наук о Земле: Материалы III Всероссийской тектонофизической конференции. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 373–376.
2. Васильев В.И., Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Васильева Е.В., Санжиев Г.Д. Массоперенос и минералообразование в магматогенно-гидротермальных системах по результатам численного физико-химического моделирования // Литосфера. 2010. № 3. С. 145–152.
3. Гольдин С.В., Суворов В.Д., Макаров П.В., Стефанов Ю.П. Структура и напряженно-деформированное состояние литосферы БРЗ в модели гравитационной неустойчивости // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1094–1105.
4. Грачев М.А., Домышева В.М., Ходжер Т.В., Коровякова И.В., Голобокова Л.П., Погодаева Т.В., Верецагин А.Л., Гранин Н.Г., Гнатовский Р.Ю., Косторнова Т.Я. Глубинная вода озера Байкал – природный стандарт пресной воды // Химия в интересах устойчивого развития. 2004. № 12. С. 417–429.
5. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах. Н.: Наука, 1993. 199 с.
6. Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Васильев В.И., Васильева Е.В. Влияние реологических свойств земной коры на локализацию рудообразующих гидротермально-магматических систем // Вулканология и сейсмология. 2012. № 3. С. 59–72.
7. Киссин И.Г., Рузайкин А.И. Очаги землетрясений в поле геоэлектрических неоднородностей земной коры Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 2000. № 7. С. 67–75.
8. Коллектив участников проекта «Байкал-бурение». Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал // Геология и геофизика. 2000. №1. С. 3–32.
9. Крылов С.В., Дучков А.Д. Глубинное деформационно-прочностное районирование земной коры (на примере Алтае-Саянской и Байкальской сейсмических областей) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 9. С. 56–65.
10. Кузьмин М.И., Бычинский В.А., Кербер Е.Б., Ощепкова А.В., Горегляд А.В., Иванов Е.В. Химический состав осадков глубоководных байкальских скважин как основа реконструкции изменений климата и окружающей среды // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 98–123.
11. Левицкий И.В. Геохимия гранулитовых и зеленокаменных комплексов Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы: Автореф. канд. дисс. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2012. 23 с.
12. Лысак С.В. Геотермия южных районов Восточной Сибири / В кн.: Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI века. Н.: Наука, 1996. С. 17–23.
13. Рид Р., Праусниц Д., Шервуд Т. Свойства газов и жидкостей. Л.: Химия, 1982. 592 с.
14. Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. М.: Недра, 1988. 320 с.
15. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии. Н.: ГЕО, 2010. 287 с.
16. Harvie C.E., Moller N.M., Weare J.H. The Prediction of Mineral Solubilities in Natural Waters: Na-K-Mg-Ca-H-Cl-SO<sub>4</sub>-OH-HCO<sub>3</sub>-CO<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O System to High Ionic Strengths at 25°C // GCA. 1984. V. 48. P. 723–751.
17. Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C., SUPCRT 92: A Software Package for Calculating the Standard Thermodynamic Properties of Minerals, Gases, Aqueous Species, and Reactions from 1 to 5000 bars and 0 °C to 1000 °C // Computers and Geosciences. 1992. V. 18. N. 7. P. 899–947.
18. Vasiliev V.I., Zhatnuev N.S., Vasilieva E.V., Sanzhiev G.D. The Viscosity of Melt in Magma Pocket at the Brittle-plastic Border in the Lithosphere // Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Proceedings of International Symposium. Irkutsk: IEC SB RAS, 2011. P. 288–291.
19. Yokokawa H. Tables of thermodynamic properties of inorganic compounds // Journal of the National Chemical Laboratory for Industry. Tsukuba Ibaraki 305. Japan. 1988. V. 83. P. 27–118.

## ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПЛЕЙТ- И ПЛЮМ-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАВОК, ПРОЯВЛЕННЫЕ В ФАНЕРОЗОЕ В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ

Виноградова Е.А., Альперович Е.В.

ТОО «Жамбыл Дидар», пос. Мирный жамбылской обл., Республика Казахстан. sanidin@yandex.ru

В последние два-три десятка лет в Казахстане на фоне увлечения плитной тектоникой большинство металлогенических исследований ориентируются не на конкретные факторы размещения месторождений и поисковые критерии, а на теоретические, часто недостаточно обоснованные построения, как правило не учитывающие многих деталей геологического строения территории, а, что, видимо, главное – фактора времени.

**Обстановки океанского спрединга (V-C1 в зависимости от конкретной структурно-формационной зоны - СФЗ).** Ультрамафит-мафитовые массивы/фиолитовой ассоциации: магматические месторождения хромитов (Кемпирсай), автометаморфогенные – хризотил-асбеста (Джетыгара), метаморфогенные – жадеита (Итмурунды). Доостроводужные колчеданные Pb-Zn месторождения в терригенно-карбонатно-базальтовых толщах (Бурултас, Юго-Западное Прибалхашье)

**Энсиматических островных дуг (Pz1-2).** Колчеданных Cu, Cu-Zn (Мугоджары; Бошекуль,) и Pb-Zn (Текели,) месторождения. Гранитоиды K-Na : габбро-диорит-тоналит-плагиогранитной формации (крыкудукский, акжальский, курдайский комплексы и их аналоги в других СФЗ), более поздние, чем колчеданные руды (месторождение 50 лет Октября, Мугоджары) [1]. Массивы этих пород участвуют в строении аккреационных призм. Как правило, галька этих пород устанавливается в базальных конгломератах сероцветных параллических моласс, «запечатывающих» более древние интенсивно смятые отложения.

**Морских энсалических рифтов (D-C1).** стратиформные Fe-Mn, Pb-Zn и Cu-Pb-Zn месторождения, сформировавшиеся под воздействием мантийного плюма, не обнаруживают связи с интрузивными породами.

**Орогенный этап (D3-P1)** – связан с продолжением субдукции и представлен гранитами (франское время), завершающими девонский цикл наземного вулканизма; габбро-гранитовой и лейкогранитовой (поздний карбон- ранняя пермь), проявленными в завершающую стадию позднеалеозойского цикла наземного вулканизма. Последние слагают крупные массивы, размещение их не зависит от СФЗ. Все перечисленные типы гранитоидов – нерудоносны, но часто являются вмещающей средой для редкометальных месторождений внутри полихронных массивов.

**Этап ранней активизации (P)** характеризуется широким развитием интрузивных комплексов, с которыми связано Cu, Cu-Mo, Au, Mo-W оруденение. Этот этап связывается [2] с влиянием Таримского мантийного плюма (295-270 Ма), явившегося причиной трапповых излияний на Таримской платформе и появление рудоносных интрузивных комплексов в пределах прилегающих территорий. В Казахстане такие комплексы наиболее ярко проявились в восточных и южных регионах, но ареал их распространения охватывает почти весь Центр.Казахстан. В целом в Казахстане развитие интрузивного магматизма этого этапа выглядит следующим образом: дайки диоритовых порфиритов и диабазов; перидотит- норит-габбро-норитовые малые тела с Cu-Ni с Pt (Максут, Камкор); первичномагматическое оруденение самородной Cu в трахибазальтах асесельской кызылкинской свиты (Ай, Анненское); Na-K монцогаббро-монцодиорит-гранодиорит-сиенит-субщелочногранитовая серия (кокдомбаский, торангалыкский и узунсу-карасуйский комплексы) с Cu-порфировым оруденением (Коунрад, Актогай и др.); в ряде случаев Cu с U (Шатырколь, Курдай) и U (Жартау, Ц.Казахстан); щелочная Na-K нордмаркит-сиенит-лейкогранитовая серия; субщелочная Na-K двуполевошпатовая биотитовая гранит-лейкогранитовая серия – Mo-W с Bi, W оруденение (Коктенколь, Акчатау, Катпар, Байназар и др.); безрудный аляскитовый комплекс (баканасский, кызылрайский).

**Этап второй активизации (P3 -T)** соответствует по времени проявления мантийного суперплюма Сибирского кратона. Начальные стадии (P3 – T1) этапа наиболее ярко проявлены в северной части территории Казахстана (Торгай, северное обрамление Кокчетавского террейна) и представлены покровами оливиновых базальтов и контрастной трахибазальт-риолитовой серией, меймечитами и дифференцированными штоками и лополитами перидотит-пироксенит-норитового состава, несущие первичномагматическую минерализацию Cu-Co-Ni с Pt, Au и Ag норильского типа (Златогорское) [3]. К узлам пересечения крупных разломов приурочены щелочные лейцитовые ультрамафит-мафитовые вулканы и интрузивные массивы Ишимской Луки и Даубабинско-Ирисуйского узла, а также, семейтауский вулканоплутонический комплекс, возраст которого охарактеризован остатками флоры и радиохроническими датировками  $248,2 \pm 2$ ;  $248,8 \pm 0,5$  санидина Ar-Ar методом. Вероятно, в эту стадию образовался щелочно-ультраосновной с карбонатами красномайский комплекс. Вдоль раннепалеозойских шовных зон – Жалаир-Найманской и в северной части Улутауской протягиваются цепочки малых тел, даек, жерловин существенно Na толеитовых оливиновых базальтов, базальтов, пикритов, пикродолеритов, долеритов и лейкодолеритов. Террейна В гранитизированных блоках развиты

поясовые дайки долеритов и лейкодолеритов, которым предшествуют пояса даек кислого состава и вогезитов. Все три серии даек имеют К-На тип щелочности и секут все гранитоиды предыдущего этапа, а сами срезаются более поздними лейкогранитами. В пикродолеритах Сев. Бетпакалы нами было установлено самородное Au в ассоциации с хромитом. В ряде долеритовых даек ЮЗ Прибалхашья повышено содержание Au. Однако промышленное оруденение Au кварцевожильно-штокерного типа проявляется позже – жилы часто залегают в бортах долеритовых даек, на которые наложены вторичные окolorудные изменения (Алтынсай, Сев.Бетпакалы, Мынарал, ЮЗ Прибалхашье). Вероятно, этот тип Au оруденения связан с более поздней серией пород, представленной дайками и малыми телами ортоклазовых лейкоабброноритов, монцогаббро, монцонитов, монцодиоритов, □инет, гранодиоритов. Одна из даек ортоклазовых лейкоабброноритов, сечет дайки долеритов и вогезитов в центральной части Каракамышского гранитоидного массива (ЮЗ Прибалхашье). Вмещающие лейкограниты в экзоконтактовой зоне дайки: окварцованы и пиритизированы. Лейкоаббронориты и метасоматиты по данным спектрозолотометрического анализа содержат Au <0,08 г/т. От лейкоабброноритов степняцкого комплекса «степнякитов» эти породы отличаются большей железистостью и более высокими содержаниями Ti и P. Из Каракамышской дайки были отобраны цирконы для определения возраста, проанализированные U-Pb методом в лаборатории Кольского филиала РАН. Полученная цифра возраста 475±5 Ma не совпадает с геологическими данными. Цирконы оплавлены, что вызвало подозрение о том, что они захвачены из вмещающих пород. Скорее всего эти цирконы попали в лейкоаббронориты из нижнепалеозойских пород, широко развитых в районе. Из этого следует вывод, что к определениям возраста по цирконам следует относиться с осторожностью, несмотря на совершенство метода и высокий класс лаборатории.

С К-На перидотит-габбро-эссексит-диоритовой серией, представленной малыми телами связано титаномагнетитовое оруденение с V и платиноидами (Велиховское и др., Мугоджары, Тымлай, Шу-Илийский регион, возможно Качарское).

С малыми телами К-На габбро-диорит-гранодиорит-сиенитовой серии связано Cu-порфировые с Mo, Re и Au (Нурказган, Бенкала) и скарновые (Саянская группа, Коксай, Ирису) и отдаленные от интрузивных массивов месторождения медистых песчаников (Джезказган) и в надвиговых зонах (Алтынтюбе).

Позже внедрялись К-На щелочные и нефелиновые сиениты (третий по времени внедрения комплекс массивов Ишимского и Ирисуйского узлов, Лосевский, Карсакпайский, Азутауский массивы), а после них щелочные лейкограниты (Лосевский, Эспинский, Тлеумбетский массивы). Со щелочной серией связаны месторождения вермикулита и родусит-асбеста Азутау (в сиенитах и вмещающих породах) и родуситовое Кумола (в надынтрузивной зоне).

После них проявлены субщелочные лейкограниты с соотношением K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O около 1, несущие Be, Mo (Nb). 230±2 Ma – первая фаза Кууинского массива по циркону U-Pb методом (лаборатории Кольского филиала РАН).

Завершается этап внедрением щелочных аляскитов, аналогичных актюзским (225–215 Ma). С ними связаны месторождения TR, Th, Pb с Sn (Актюз, Сев.Киргизия) и флюорита (Таскайнар, Куланкетпес, Белопятнышское, Южный Казахстан).

**Рифтогенный этап (Т<sub>3</sub>-J1?)** представлен дайками и диатремами существенно К мелилитовых пикритов, фергуситов и шонкинитов, трассирующих широтный линиямент, фиксирующийся на мелкомасштабных МАКС. Пояс прослеживается от Шуйского «поднятия» на западе до нижнего течения р.Или на востоке. В пределах пояса расположен Сарой-Андасайский район, где в 40-х годах XX века в рыхлых отложениях было найдено 5 прозрачных кристаллов алмаза весом от 0,008 до 0,8 карата.

**Этап поздней активизации (J1)** представлен гранитами, развитыми в Вост. Казахстане, в меньшей степени в Центральном и Южном. Последовательность и возраст серий требуют уточнения. На настоящий момент развитие интрузивного магматизма этапа представляется следующим образом: 1) Na-K гранодиорит-лейкогранитовая серия; 2) Na-K субщелочная лейкогранитовая – Sn, Nb, Ta (Юж. Атасу, Сарымбет); 3) Na-K серия субщелочных и амазонитовых микроклин-альбитовых лейкогранитов – Sn, W, Mo, Bi (Ta, Nb, Li) (Караоба, Кенг-Киик, Майкуль, Каракамыш); 4) Li-F микроклин-альбитовых гранитов – Li, Rb, Cs, Ta, Be, Sn (Калба, Вост. Казахстан); возможно, флюорит (Солнечное, Ц.Казахстан).

Из выше приведенных данных явствует, что большая часть месторождений связана с плюмтектоническими обстановками, характеризующимися на каждом конкретном временном этапе определенными рудоносными интрузивными комплексами и сериями.

## Литература

1. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд меди. А-Ата: Наука. 1980. 224 с.
2. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изов А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа выявления закономерностей и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений. // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 9. С. 1159–1187.
3. Абдулкабирова М.А. Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. А-Ата: Наука, 1975. 240 с.

**ПЕТРОГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ МЕЗОЗОЙСКИХ АККРЕЦИОННЫХ  
КОМПЛЕКСОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА – ИНДИКАТОР  
ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК  
Р-К-ВУЛКАНИЗМА РЕГИОНА ПАЛЕОПАЦИФИКИ**

**Войнова И.П.**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail: ipvoynova@yandex.ru*

Аккреционные системы, сформированные в ходе субдукционных процессов, представляют собой тектонический коллаж разнообразных океанических, окраинно-океанических и присубдукционных образований, изучение которых дает возможность реконструировать геодинамические и фациальные обстановки в пределах древних океанических плит, а также характер процессов, протекавших непосредственно в зонах их конвергенции с континентальными литосферными плитами. Сложность строения древних аккреционных систем, обусловленная как процессами формирования аккреционных призм, так и постаккреционными тектоническими преобразованиями, затрудняет производство ретроспекций. Индикаторная роль вулканических составляющих аккреционных систем очень значима, изучение их петрогеохимии позволяет не только диагностировать геодинамические условия, существовавшие во время их формирования, но и может уточнять некоторые геодинамические выводы.

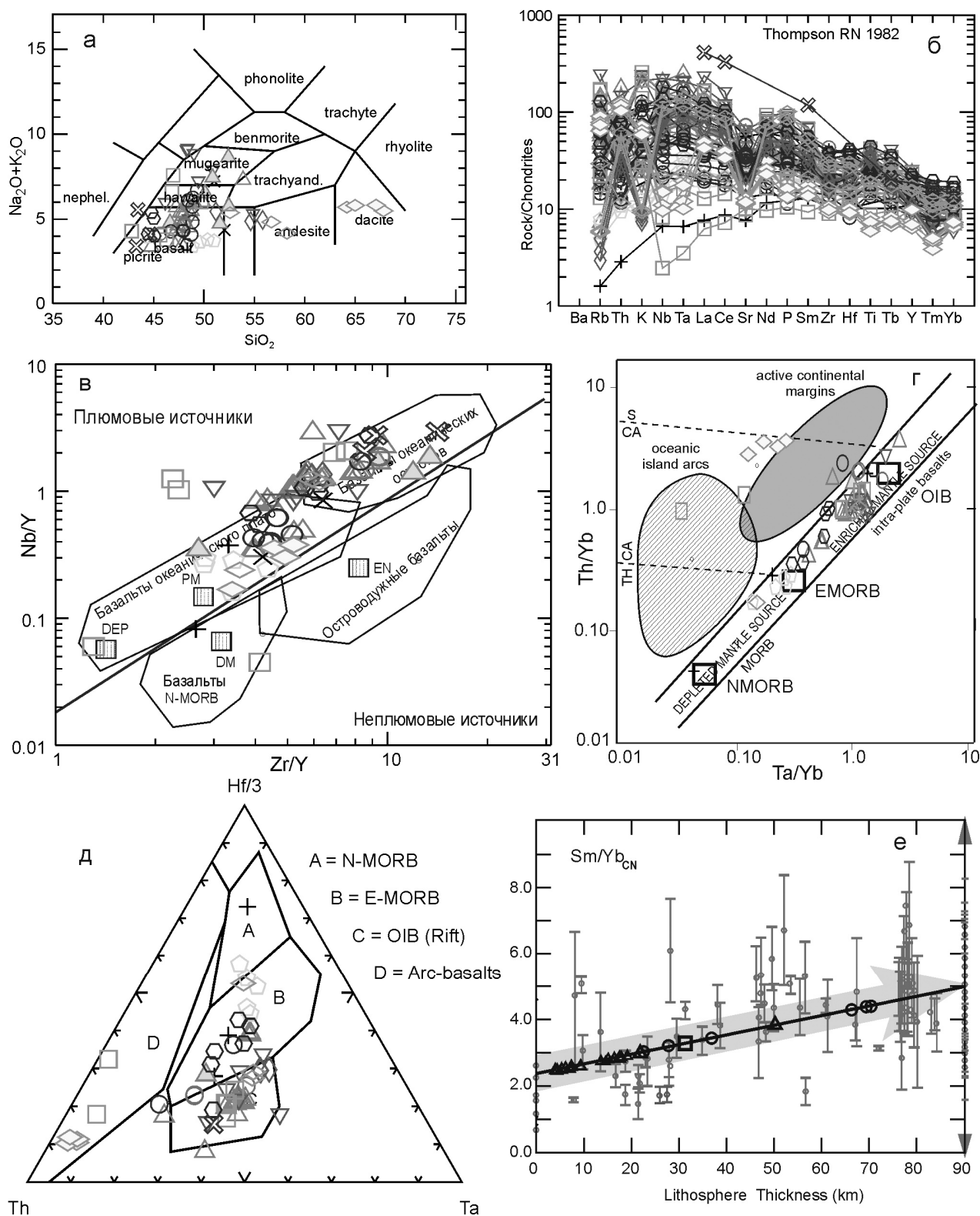
Индикаторные возможности петрогеохимических характеристик вулканитов при геодинамическом анализе мы демонстрируем на примере исследования вулканитов мезозойской аккреционной Сихотэ-Алинской системы, которая была сформирована на конвергентной границе восточной окраины Азиатского континента и западной части Палеопацыфики. В ней выделяют несколько аккреционных призм, сформированных последовательно в разное время. Нами изучены разновозрастные (Р-К1) вулканиты Хабаровского и Самаркинского террейнов юрской и Киселевско-Маноминского террейна раннемеловой аккреционных призм. В Хабаровском террейне вулканиты встречаются в ассоциации с пермскими и триасовыми образованиями. Терригенно-вулканогенно-кремнистые образования Самаркинского террейна формировались в широком временном интервале от С<sub>3</sub>-Р до J. В Киселевско-Маноминском террейне из вмещающих вулканиты кремнистых отложений определены ископаемые радиолярии J3-K1 возраста. В основе исследования лежит совокупность всех имеющихся данных (оригинальных и опубликованных [1–4]) о химическом составе вулканитов различного возраста и разных террейнов.

**Петрогеохимия вулканитов**

Вулканиты представлены лавами, часто с шаровой и подушечной отдельностью, реже гиадокластитами, лавобрекчиями, ассоциируют с пелагическими и гемипелагическими отложениями. Преобладают пикробазальты, базальты и щелочные базальты, в Хабаровском террейне в меланже встречаются разновидности дацитового состава. Вулканиты имеют натровый характер, лишь в юрских щелочных базальтах Самаркинского террейна наряду с натровой серией имеет место и калиевая.

Для реконструкции геодинамических обстановок проявлений вулканизма были применены всевозможные, обычно используемые петрогеохимические диаграммы (дискриминационные, в том числе характеризующие геохимические типы источников, и спайдер-диаграммы). Анализ показал наличие в аккреционных призмах широкого спектра вулканитов, общее представление о которых демонстрируют примеры диаграмм (рис. 1а-д). Вся совокупность вулканитов разделяется на следующие группы (типы), характеризующие частными диаграммами: 1) океанические базальты типа OIB и E-MORB, сформированные на внутриплитных океанических островах и подводных возвышенностях на различном удалении от зоны спрединга из плюмовых обогащенных источников, соответствующих тренду эволюции мантийных магм; 2) океанические базальты типа T-MORB, формирование которых, вероятно, происходило в обстановке плюма в спрединговой зоне; 3) базальты со смешанными (надсубдукционными+ деплетированными составов) характеристиками, для которых можно предположить их формирование в условиях задугового спрединга; 4) вулканиты дацитового состава островодужного происхождения с надсубдукционными характеристиками.

Наиболее широко распространены океанические базальты типа OIB и E-MORB, они имеют место во всех террейнах и среди образований всех возрастов. Базальты типа T-MORB более редки, встречаются в ассоциации с известняками пермского возраста в меланже Хабаровского террейна и позднелюрского возраста в крайнем юго-западном блоке Киселевско-Маноминского террейна. Базальты со смешанными (надсубдукционными+ деплетированными составов) характеристиками встречаются в Самаркинской террейне в ассоциации с кремнистыми образованиями Р возраста. Островодужные вулканиты дацитового состава представляют собой лавобрекчии, предположительно пермского возраста, в меланже Хабаровского террейна.



### Петрогеохимические диаграммы:

а-г – для всех вулканитов: а – классификационная  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ; б – дискриминационная Th-Hf/3-Ta; в – спайдер-диаграмма хондрит-нормированных составов; г – петрохимических типов источников; д –  $[\text{Sm}/\text{Yb}]_{\text{CN}}$  – мощность литосферы (по [5]) для вулканитов Киселевско-Маноминского террейна, здесь значками показаны базальты сегментов: треугольник – Киселевского, квадрат – Маноминского, кружок – Вяземского

## Геодинамические ретроспекции и выводы

Таким образом, для пермского времени в пределах Палеоокеана реконструируются проявления вулканизма в различных геодинамических условиях: в спрединговой зоне над плюмом, во внутриплитной обстановке океанических островов, в условиях задугового спрединга и в надсубдукционной обстановке. Обнаружение вулканитов, формирование которых, вероятно, происходило в условиях, связанных с островными дугами и задуговым спредингом, свидетельствует о возможном наличии в пермское время на западе Палеоокеана конвергентной границы, подобной современной. В триасово-юрское время был проявлен внутриплитный вулканизм на различном удалении, в том числе и на значительном, от зоны спрединга. Для позднеюрско-ранне-мелового времени также реконструируется внутриплитный вулканизм на различном удалении от зоны спрединга, но, по-видимому, на меньшем, чем в триасово-юрский этап, судя по меньшей степени обогащения редкими и редкоземельными элементами. В то же время, некоторые юрско-меловые слабо обогащенные базальты ассоциируют с гемипелагическими отложениями, что свидетельствует о приближенности центров вулканизма к зоне субдукции, а также и о приближении спредингового хребта к конвергентной границе.

Различия в петрохимических составах базальтов можно объяснять различной мощностью литосферы при их формировании, что следует из корреляционного соотношения  $\langle [SM/Yb]_{CN} - \text{мощность литосферы} \rangle$ , по [5]. Эта зависимость дает возможность сделать уточняющие выводы о характере процесса формирования аккреционных призм. Так для базальтов типа OIB и E-MORB различных сегментов Киселевско-Маноминского террейна реконструируется увеличение палеомощности океанической литосферы по простиранию террейна с севера на юг: для базальтов Киселевского сегмента (самого северного) – минимальная, преимущественно 5–25 км, Маноминского (центрального) – средняя, 30–40 км, Вяземского сегмента (самого южного) – 25–40 и 65–75 км, максимальная, что возможно является следствием косо направленного движения океанической плиты относительно конвергентной границы (рис. 1е). Внутриплитный океанический генезис вулканитов Киселевского сегмента над горячей точкой (мантийным плюмом), подобно вулканитам Гавайско-Императорского хребта, выявленный по петрогеохимическим меткам, дополняется и подтверждается палеомагнитными данными о формировании киселевских базальтов в раннем мелу на палеоширооте, близкой к позиции современного о. Гавайи [2].

## Литература

1. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т.13. № 6. С. 83–96.
2. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 20–40.
3. Симаненко В.П., Филиппов Ф.Н., Чащин А.А. Базальты океана Панталасса в Самаркинском террейне (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2009. Т.28. № 3. С. 23–37.
4. Филиппов А.Н., Говоров Г.И., Чащин А.А., Пунина Т.А. Вещественный состав и обстановки формирования кремнисто-вулканогенных образований Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2010. Т.29. № 4. С. 19–33.
5. Humphreys E. R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos*. 2009. V. 112. P. 118–136.

## БАТЕНЕВСКАЯ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-ТРАХИТ-РИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА: МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ

Воронцов А.А.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: voron@igc.irk.ru*

Минусинский прогиб является одной из крупнейших структур девонской Алтае-Саянской рифтовой системы и охватывает территорию около 100 000 км<sup>2</sup>. Прогиб возник в пределах раннепалеозойской (каледонской) области Центрально-Азиатского складчатого пояса спустя 70–80 млн лет после завершения орогенических процессов в ее пределах. Образование прогиба было сопряжено с вулканической активностью, что определило доминирование дифференцированных по составу вулканических пород в строении выполняющих его ранне-среднедевонских толщ. Толщи вулканических пород, как правило, залегают со структурным несогласием на додевонском складчатом фундаменте. Они обнажаются на бортах прогиба и в пределах поднятий [1], одним из которых является Батеневское.

Вулканические породы сохранились на восточном фланге Батеневского поднятия, где распространены на площади более 600 кв. км. Вулканическая толща имеет суммарную мощность до 700 м и с угловым несогласием залегает на кембро-ордовикском фундаменте. В свою очередь она перекрывается с размывом осадочными отложениями живетского яруса. Строение толщи можно разделить на три серии потоков. Нижнюю серию образуют потоки афировых стекловатых и мелкозернистых базальтов и базальтовых трахиандезитов. Лавы перемежаются с туфами, туфобрекчиями и туфолавами, песчаниками и алевролитами (с растительными остатками), конгломератами, реже известняками. Отдельные лавовые потоки выделяются в рельефе куэстами, высота которых позволяет оценить мощность потоков в пределах 5–15 м. Среднюю серию потоков составляют породы широкого диапазона составов: базальты, трахиандезиты и более редкие трахиты и трахидациты, слагающие потоки мощностью 5–20 м. В этой серии лав отмечаются маломощные (0,5–2 м) прослои и линзы красноцветных песчаников, алевролитов и известняков. Верхнюю часть разрезов толщи, вскрытую в центральной части вулканического поля, слагают субгоризонтальные тела риолитов и трахидацитов, местами разделенные небольшими выходами базальтов.

На разных стратиграфических уровнях распространены силлы долеритов. В строении разрезов рассматриваемой части Батеневского поднятия объемы пород сокращаются с ростом кремнекислотности. Так, на долю пород основного состава приходится около 50% общего объема, на долю трахиандезитов ~ 35%, трахитов и трахидацитов ~ 10%, трахириодацитов и риолитов ~ 5%.

На классификации “сумма щелочей – кремнезем” среди девонских магматических пород Батеневского поднятия выделяются следующие группы пород: 1) базальты, долериты, трахибазальты и базальтовые трахиандезиты, 2) трахиандезиты, 3) трахиты и трахидациты, 4) трахириодациты и риолиты. Группы пород основного, средне-основного и среднего составов по соотношению щелочных оксидов отвечают натриевой ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$ ) и калиево-натриевой ( $4 > \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ ) сериям.

В соответствии с петрохимическими диаграммами, на которых в качестве индекса дифференциации взяты содержания  $\text{SiO}_2$ , породы комплекса связаны между собой эволюционными зависимостями с изменениями трендов распределения точек составов при значении 64,5 мас. %  $\text{SiO}_2$ . Среди базальтоидов в интервале составов от 47,7 до 55 мас. %  $\text{SiO}_2$  умеренно-высокотитанистые породы обогащены фосфором и железом, а подгруппа низкотитанистых обеднена этими компонентами, но относительно обогащена глиноземом и кальцием. Фигуративные точки составов этих подгрупп формируют два тренда. Так, эволюция расплавов умеренно-высокотитанистых базальтоидов очевидно происходила при фракционировании апатита, титаномagnetита и оливина, начиная с ранних стадий процесса. В результате с ростом  $\text{SiO}_2$  (от 49,6 до 54 мас.%) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (от 14,8 до 16,2 мас.%) в расплаве происходит понижение содержаний  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ ,  $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ . Высокглиноземистые базальтоиды (группа низкотитанистых базальтоидов с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 47,7 до 55 мас.%) эволюционировали в результате фракционирования оливина и плагиоклаза, что вело к понижению содержаний  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ ,  $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  на фоне накопления в них Ti и P. На уровне составов трахиандезитов (55 мас. %  $\text{SiO}_2$ ) оба тренда сходятся и последующая эволюция расплавов до трахитов со значением 64,5 мас. %  $\text{SiO}_2$  происходит одинаково. Так, в этом интервале с увеличением  $\text{SiO}_2$  уменьшаются содержания титана, фосфора и железа и увеличиваются содержания калия, что свидетельствует о фракционировании титаномagnetита, апатита и магнезиально-железистых темноцветных силикатов в соответствии с боуэнским трендом кристаллизации минералов.

Составы трахитов лежат на продолжении указанного тренда. Однако в них с ростом содержания  $\text{SiO}_2$  до 65 мас. % возрастает дисперсия содержаний ряда петрогенных оксидов и редких элементов. Вариации оксидов составляют (в мас. %): суммы щелочей от 7,2 до 10,0 (в том числе  $\text{K}_2\text{O}$  от 2 до 4,8),  $\text{TiO}_2$  от 0,58, до 1,03,  $\text{P}_2\text{O}_5$  от 0,11 до 0,27,  $\text{CaO}$  от 1,1 до 3,1,  $\text{MgO}$  от 0,44 до 1,75,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 14,4 до 16,4.

Составы пород группы трахириодациты – риолиты образуют иной тренд. Породы этого тренда, наиболее близкие по составу к предельным трахитам, отличаются от последних минимальными содержаниями  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , которые с ростом  $\text{SiO}_2$  остаются более или менее постоянными. Отличает этот тренд также то, что с ростом  $\text{SiO}_2$  в породах снижаются содержания щелочных элементов и глинозема, а величина  $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  приобретает тенденции к росту. Эти отличия указывают на то, что кислые вулканы имеют свои закономерности развития, отличающие их от продуктов последовательной дифференциации базальтовых магм.

Более выразительно различные тренды изменения составов в породах Батеневского поднятия прослеживаются на графиках распределения редких элементов относительно кремнезема. Так, базальт-трахитовый ряд составов характеризуется прямой корреляцией между содержаниями несовместимых элементов (La, Yb, Y, Rb, Zr) и ростом величины  $\text{SiO}_2$ , что типично для последовательно дифференцированных магматических серий. Этот тренд нарушается в трахитах при значениях  $\text{SiO}_2$  около 63–65 мас. %. Принципиально иное поведение элементов демонстрируют составы трахириодацитов и риолитов. В них отмечаются обратные соотношения между содержаниями редких элементов и содержанием  $\text{SiO}_2$ , что подтверждает отмеченные выше закономерности распределения порообразующих элементов. Следует отметить, что пограничная зона между

этими двумя разными трендами ( $\text{SiO}_2 \sim 65$  мас. %), выделяется наиболее широким разбросом содержаний как петрогенных, так и несовместимых элементов, что, по-видимому, отражает механизмы взаимодействия трахитовых расплавов с расплавами трахиодацит-риолитового ряда.

Анализ геохимических данных свидетельствует о разных механизмах образования магм, участвовавших в формировании базальт-трахиандезит-трахитового и трахиодацит-риолитового рядов пород, составляющих дифференцированную ассоциацию Батеневского поднятия. Можно полагать, что различие в составе соответствующих им пород прямо связано с различными источниками материнских расплавов. Один из них, несомненно, отвечал источнику основных пород и их дифференциатов, другой контролировал образование кислых пород.

Поведение составов пород дифференцированной ассоциации Батеневского поднятия определенно свидетельствует о двух ведущих источниках расплавов, принявших участие в ее образовании. Это, прежде всего, мантийные источники, определившие формирование дифференцированной серии базальт – трахиандезит – трахит, которое происходило с участием коровой контаминации. Источником анатектических риолитовых магм служила кора, взаимодействие этих магм с трахитовыми расплавами (крайними продуктами дифференциации мантийных магм) привело к образованию промежуточных продуктов-трахиодацитов.

Проведенные исследования изотопного состава Sr и Nd в базальтах этих двух групп подтвердили их вполне значимые различия. В целом они попадают в поле изотопных составов вулканических пород Минусинского прогиба. На Батеневском поднятии базальты с содержанием  $\text{TiO}_2 > 1,6$  мас.% характеризуются относительно более деплетированным составом ( $\epsilon\text{Nd}(395) = 4.5-4.7$  и  $\epsilon\text{Sr}(395) = 6.7-6$ ) по сравнению с низкотитанистыми базальтами ( $\epsilon\text{Nd}(395) = 3.4-4$  и  $\epsilon\text{Sr}(395) = 7-8$ ). При сравнении с другими вулканическими ассоциациями Минусинского прогиба можно отметить, что участвующие в их строении базальты с повышенными содержаниями  $\text{TiO}_2$  в целом характеризуются более низкими содержаниями радиогенного стронция ( $\epsilon\text{Sr}(395) < 7$ ). Вероятно, обогащение базитов рифтовой области радиогенным стронцием отражает степень контаминации расплавов в источнике карбонатным веществом, субдуцированным в раннепалеозойский этап развития региона. Имеющиеся изотопные данные пока единичны, но, по-видимому, позволяют говорить о меньшей контаминации расплавов с повышенными содержаниями титана относительно расплавов низкотитанистых базитов.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 13-05-00014, 13-05-12026-офи и Программы № 10 ОНЗ РАН.*

#### Литература

1. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андриященко С.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины Алтае-Саянской рифтовой области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики и магматические источники // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1283–1313.

## ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ УРАЛО-ТИМАНСКОГО СЕКТОРА ЕВРАЗИИ

Волчек Е.Н., Нечехин В.М.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, volchek@igg.uran.ru*

В качестве Урало-Тиманского сектора Евразии рассматривается фрагмент литосферы, относящийся к ареалу сочленения Восточно-Европейской плиты с прилегающими к ее восточной периферии верхнепротерозойскими и палеозойскими геодинамическими системами. Материалы геодинамических реконструкций этого фрагмента послужили основой к составлению геодинамической карты этого сектора [1]. В ней нашли отражение изменения и дополнения с учетом новых данных по геодинамике характеризуемого сектора, выделения новых геодинамических элементов, а также его объема, в который включены образования Тиманской орогенной системы и Печорской впадины. В целом установлено, что в сложении Урало-Тиманского сектора Евразии вдоль периферийной части Восточно-Европейской плиты участвуют верхнепротерозойская Тиманская и палеозойская Уральская орогенные системы эпиконтинентального типа, палеозойские Талота-Лемвинский и Сакмаро-Кракинско-Тирлянский орогенные пояса, Печорская эпикратонная впадина, а также геодинамические ассоциации мезозойско-кайнозойской неоплиты. Выделенные системы в пределы сектора интегрированы в разные возрастные периоды времени в условиях горизонтальных перемещений литосферных плит



или их фрагментов [2]. Геодинамические режимы и обстановки этих периодов сопровождались развитием вулканогенных и вулканогенно-интрузивных ассоциаций, что отражено на прилагаемой схеме (см. рисунок). При этом меняются состав и особенности залегания этих комплексов.

Как было отмечено, внешнюю периферию сегмента образуют выступы Русской протоплиты, входящей в структуру Восточно-Европейского кратона. Вулканогенные образования Русской протоплиты выполняют локальные грабены в пределах заполненных осадочными отложениями внутриплитных рифейских депрессий. Они представлены трахибазальтами и базальт-риолитовыми комплексами, что отражает их внутриплитные условия формирования на уровне раннего-среднего рифея.

*Верхнепротерозойский период.* Тиманская орогенная геодинамическая система эпокееанического типа, Протоазиатский ороген, сформировавшийся при коллизионном замыкании верхнепротерозойского океанического бассейна и обнажающийся на поднятиях Приполярного и Полярного Урала, содержит в своем сложении ассоциации полной геодинамической последовательности. В ее пределах соответственно присутствуют вулканогенные и вулканогенно-интрузивные комплексы рифтогенной деструкции и океанической коры, островодужные ассоциации и ассоциации активной континентальной окраины. В осевой части орогена выделены ассоциации вулканогенно-интрузивных ареалов и поясов межтеррейновой коллизии, выступающие на поднятиях и прослеживаемые под палеозойскими отложениями.

*Палеозойскому периоду* отвечают геодинамические элементы Уральской орогенной системы эпиконтинентального типа и примыкающие к нему с запада элементы рифтогенных орогенических поясов эпикратонного и эпокееанического режимов формирования. Самостоятельную систему палеозойского периода образует Печорская эпикратонная впадина.

Ассоциации эпиконтинентальных обстановок слагают Талота-Пайпудын-Лемвинский пояс и Бардымскую зону, а эпокееанических – Сакмаро-Кракинский пояс. В эпикратонных структурах, выполненных преимущественно осадочными отложениями, вулканогенные образования представлены базальтами и поясами долеритовых даек, тяготеющих к центральным частям структур. В Бардымской зоне основные вулканы по параметрам близки к траппоидам. Породы риолитового состава в Талота-Лемвинской зоне слагают локальные толщи по ее периферии. В Сакмаро-Кракинском поясе вулканы основного состава имеют параметры базальтов океанического типа и ассоциируют с ультрабазит-габбровыми массивами. Серии базальт-риолитового, базальт-андезитового и андезит-дацит-риолитового составов имеют параметры эпистроводужных ассоциаций и слагают структуры типа синформ.

В составе палеогеодинамических ассоциаций палеозойских океанических бассейнов, слагающих сегмент Уральского орогена к востоку от Трансуральского коллизионного шва, выделяются вулканогенные, вулканогенно-осадочные и вулканогенно-интрузивные образования океанических, периокеанических, островодужных, надсубдукционных обстановок. Выделенные ассоциации характеризуют полную геодинамическую последовательность, а в их размещении и соотношении существенная роль принадлежит процессам аккреции. В качестве специфических элементов в сложении орогена выделяются вулканогенные и вулканогенно-интрузивные комплексы, которые связываются с геодинамическими обстановками межзональной, межблоковой, межсегментной и межорогенной коллизии, а также с элементами сдвигово-раздвиговых (транстенсивных) обстановок.

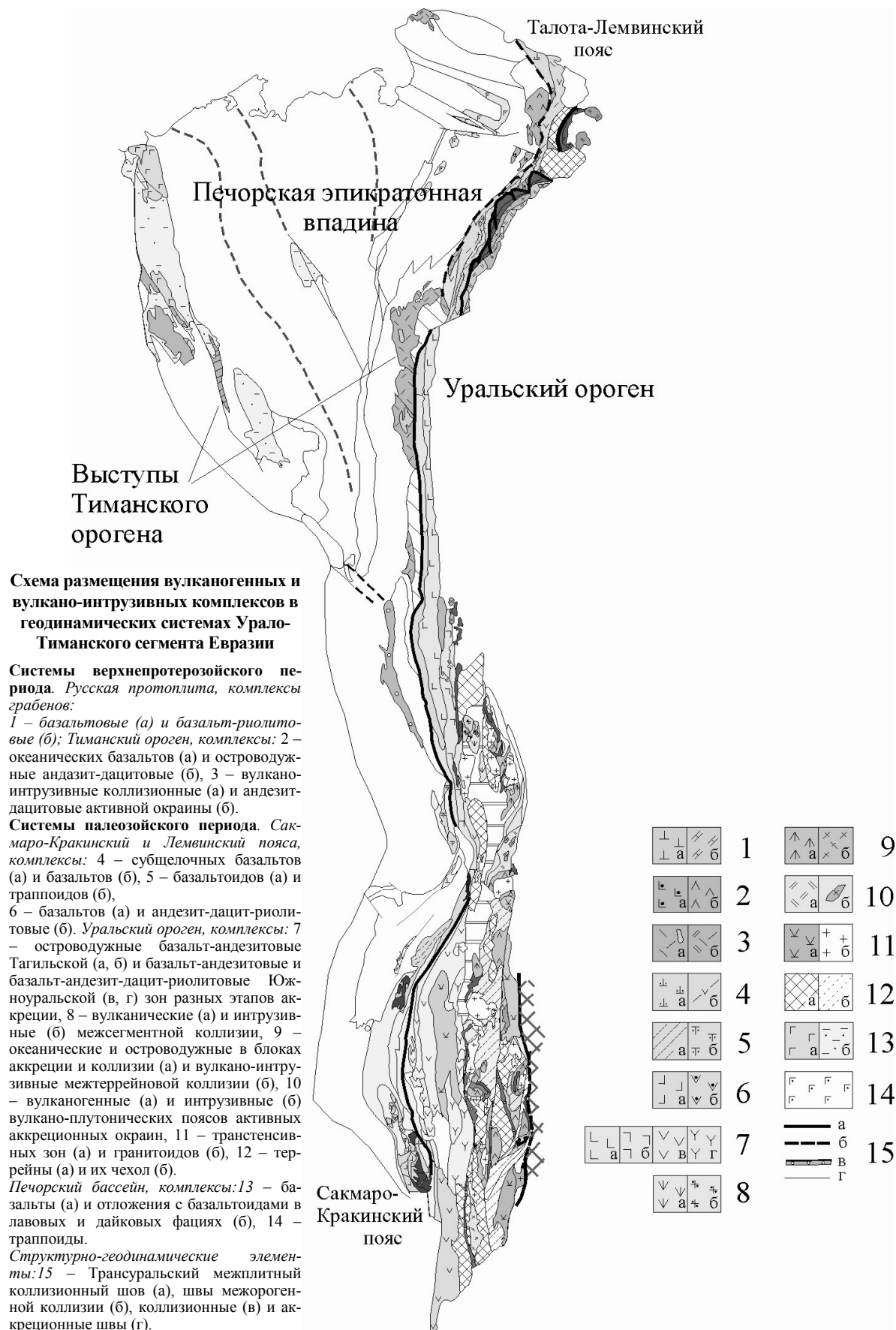
В южной части к Уральскому орогену приключается блок, который может быть отнесен к системе казахстанид. В сложении блока выделяются зоны развития вулканогенных и ультрабазитовых комплексов океанической коры и вулканогенно-интрузивные ассоциации надсубдукционного пояса.

Самостоятельную систему геодинамических ассоциаций палеозойского интервала образуют элементы Печорской эпикратонной впадины. Дифференцированное опускание аккреционно-коллизионного основания плиты в геодинамических режимах внутриплитного растяжения сопровождалось накоплением рифтогенно-грабеновых, депрессионно-грабеновых и эпикратонно-депрессионных осадочных отложений. Вулканогенные комплексы основного состава с параметрами траппоидов выделяются на уровне среднего-позднего девона, характеризуя режимы эпикратонной активизации.

Геодинамические ассоциации мезозойско-кайнозойского периода в сложении сегмента имеют ограниченное проявление. Вулканогенные комплексы этого периода, контролируемые рифтогенными депрессиями и региональными разломами, связываются с геодинамикой Западно-Сибирской плиты и отнесены к элементам отраженного рифтогенеза.

Выводы: 1. геодинамические периоды формирования Урало-Тиманского сегмента Евразии и связанные с ними вулканогенные ассоциации характеризуются проявлением разного числа отличающихся по геодинамике геодинамических систем; 2. системы характеризуются индивидуальными рядами ассоциаций полной или неполной геодинамической последовательности режимов и обстановок, составными элементами которых являются вулканогенные и вулканогенно-интрузивные ассоциации; 3. отмечаются существенные отличия для вулканогенных ассоциаций.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке программы УрО РАН (проект № 15-18-5-20)*



## Литература

1. Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН – Уральский государственный горный университет, 2009.
2. Нечухин В.М., Душин В.А., Волчек Е.Н. Геодинамические системы основных периодов формирования Тимано-Уральского сегмента Евразии // Литосфера, 2012, № 2. С. 3–20.

# ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ КОГТАХСКОГО ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВОГО ПЛУТОНА ПОЗДНЕГО КЕМБРИЯ, КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Макаренко Н.А., Бородин Н.И., Гертнер И.Ф.

Томский государственный университет, Томск, vavr@yandex.ru

Эволюция раннепалеозойского магматизма в различных террейнах Центрально-Азиатского складчатого пояса неоднократно приводила к формированию габбро-монцодиоритовых плутонических ассоциаций. Сравнительно крупные (до 60–100 км<sup>2</sup>) массивы этого формационного типа известны в Кузнецком Алатау, Юго-Восточной Туве, Западной Монголии, в Прибайкалье и Забайкалье [1–5]. Предполагается, что их становление происходило в кембрии–ордовике ~ 505–465 млн лет назад (U–Pb, Ar–Ar) в окраинно-континентальной геодинамической обстановке [3–5]. При этом вероятная петрогенетическая модель подобных породных комплексов предусматривает выплавление базальтоидной магмы в надсубдукционной мантии и ее дифференциация в промежуточных очагах с дальнейшим внедрением расплавов в гомодромной последовательности [4]. В некоторых случаях материал мантийного источника мог быть метасоматизирован слэб-производными флюидами [6].

В Кузнецком Алатау интрузивные массивы габбро-монцодиоритовой формации расположены преимущественно на его восточном склоне и объединяются в когтахский комплекс. До последнего времени его возраст условно считался среднекембрийским [7, 8]. Петротипом комплекса является собственно Когтахский плутон, который образует изометричное лополитообразное тело (~ 50 км<sup>2</sup>) с элементами концентрически-зонального строения (рис. 1). Время вероятного внедрения интрузива оценивалось на основании полученных нами данных изотопного U–Pb датирования 20 зерен циркона (Th/U ~ 0,4–0,7) в двух пробах монцодиоритов. Их конкордантный возраст  $500 \pm 4,3$  и  $500,8 \pm 4,6$  млн лет соответствует границе среднего и позднего кембрия, что не противоречит геологическим наблюдениям и хронологически совпадает с аккреционно-коллизийными процессами на окраине Сибирского палеоконтинента.

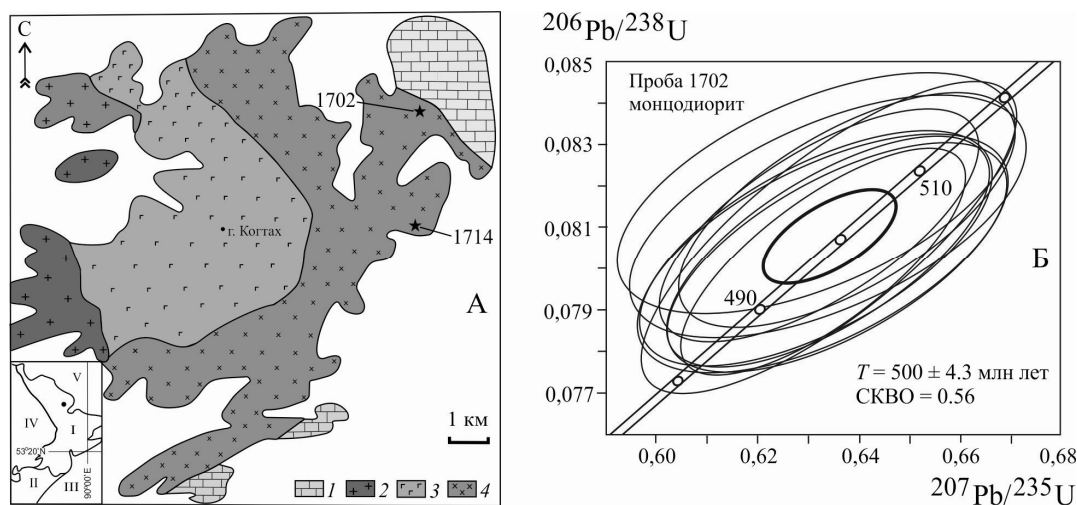


Рис. 1. Геологическая схема (А, по литературным данным) и U–Pb-изотопная диаграмма с конкордией (Б) для циркона из монцодиоритов Когтахского плутона

На врезке показано географическое положение Когтахского плутона: I – Кузнецкий Алатау, II – Горный Алтай, III – Западный Саян, IV – Кузнецкий прогиб, V – Минусинский прогиб.

1 – мраморизованные известняки венда; 2 – гранитоиды тигертышского комплекса позднего кембрия–раннего ордовика; 3–4 – габбро (3) и монцодиориты (4) Когтахского плутона. Белый фон – четвертичные отложения. Звездой обозначено место отбора проб на U–Pb изотопный анализ.

Петрографический состав Когтахского массива определяется двумя интрузивными фазами: более ранними габбро с подчиненным развитием амфибол-, биотит-, оливинсодержащих разновидностей и последующими биотит (оливин)-клинопироксеновыми монцодиоритами. По соотношению кремнезема и щелочей ( $\text{SiO}_2 \sim 41\text{--}53$  мас. %;  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \sim 1\text{--}7$  мас. %) они относятся к производным высококальциевой ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  до 0,6–1,0) известково-щелочной магматической серии. С увеличением степени дифференцированности расплавов и переходом к монцодиоритам на фоне увеличения щелочности и кремнекислотности заметно снижается содержание феррических Mg, Ca, Fe (см. таблицу). По-видимому, эффектами фракционной кристаллизации во многом обусловлено поведение редких элементов, геохимические спектры которых в продуктах последовательных интрузивных фаз отчетливо комплементарны и предполагают эволюцию в промежуточных магматических камерах. Вместе с тем, по распределению и отношениям HFSE изученные породы сопоставимы с базальтами островных дуг и также характеризуются типичными Nb–Ta, Zr–Hf спектральными минимумами субдукционных вулканитов (рис. 2). В отличие от габбро, содержащих вероятную MORB-компоненту, монцодиориты заметно обогащены Cs, Rb, Ba, U, Th, Sr, REE, что может отражать влияние внутриплитного магматического источника OIB-типа и, в меньшей степени, континентальной коры и слэб-производных флюидов. В этом случае наблюдается геохимическая корреляция пород интрузии с пространственно сближенными позднекембрийскими гранитоидами Батеневского края.

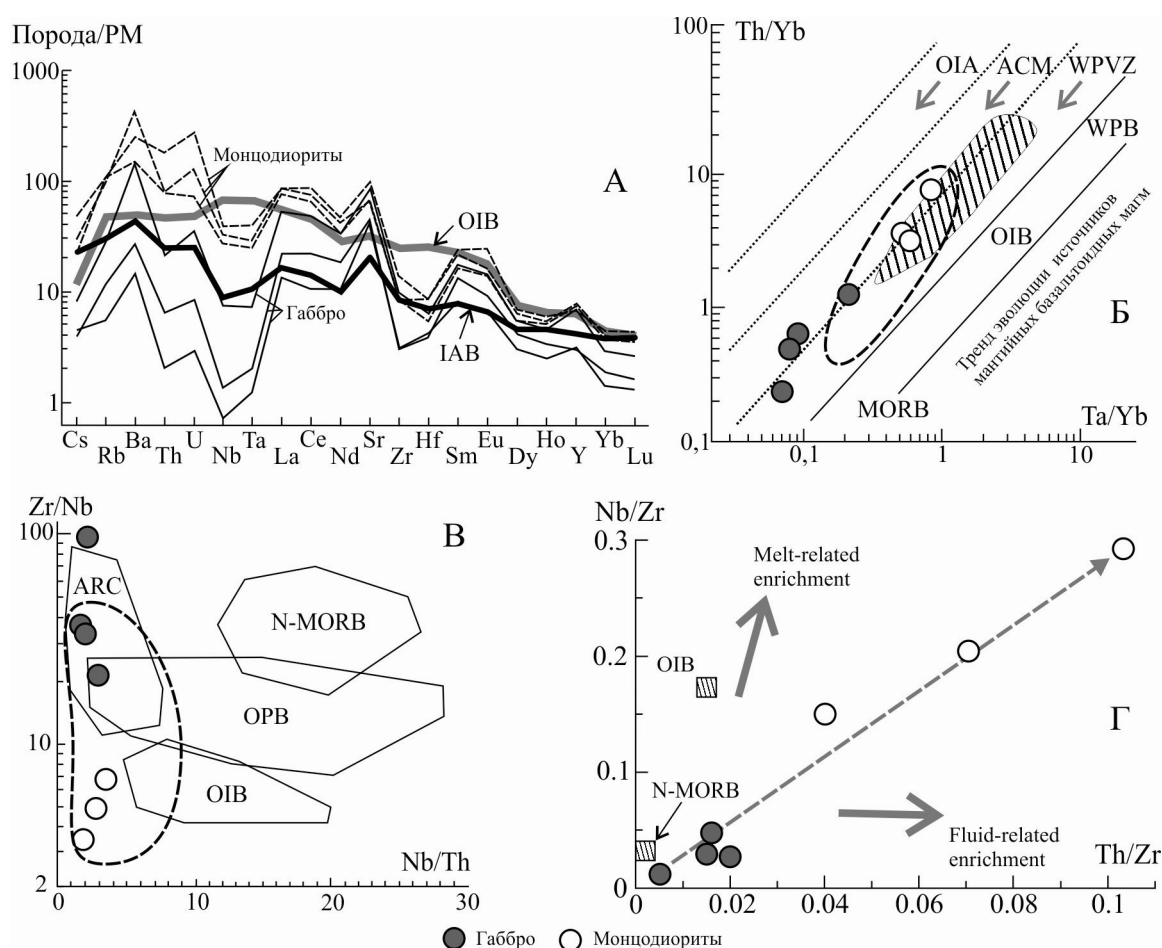


Рис. 2. Геохимические особенности Когтахского плутона

А – распределение редких и редкоземельных элементов в габбро и монцодиоритах. Средние составы примитивной мантии (PM), базальтов океанских островов (OIB) и островных дуг (IAB) приведены по Sun, McDonough, 1989, Kelemen et al., 2003. Б–В – типизация геодинамических условий и магматических источников по Gorton, Schandl, 2000 (Б), Condie, 2005 (В). Пунктиром околнута область преобладающих составов пород когтахского комплекса. Заштриховано композиционное поле раннепалеозойских гранитоидов Батеневского края. ARC – островодужные базальты, OPB – базальты океанских плато, WPB – внутриплитные базальты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIA – океанические островные дуги, ACM – активные континентальные окраины, WPVZ – внутриплитные вулканические зоны. Г – оценка роли субдукционных компонентов в магмогенезе по [6].

Химический состав магматических пород Когтахского массива

Компонент	Габброиды				Монцодиориты		
	1711	1710	1708	1709	1702*	1714*	1715
SiO <sub>2</sub>	41.19	42.00	44.83	44.99	53.17	53.47	53.28
TiO <sub>2</sub>	1.57	1.58	1.42	0.78	1.18	0.89	1.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.17	16.59	18.78	18.62	18.54	18.89	21.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.03	11.37	11.16	7.50	8.21	7.83	6.69
MnO	0.15	0.18	0.15	0.12	0.12	0.12	0.09
MgO	13.60	10.94	7.27	8.70	4.80	4.42	3.10
CaO	12.68	13.48	11.96	18.00	6.46	7.44	6.19
Na <sub>2</sub> O	0.60	1.12	2.25	0.76	3.13	4.55	3.83
K <sub>2</sub> O	0.37	0.37	0.96	0.14	3.07	1.96	3.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.52	1.21	1.13	0.09	0.75	0.53	0.43
П.п.п.	0.28	0.80	0.25	0.50	0.25	0.13	0.49
Сумма	100.15	99.64	100.16	100.20	99.67	100.23	99.73
Cr	64	60	50	34	40	69	41
Ni	46	42	57	58	23	16	17
V	305	267	398	149	224	159	221
Co	40	33	53	28	29	26	26
Sc	27	26	35	38	20	19	17
Pb	3.7	1.8	5.6	1	16	13	19
Cs	0.12	0.13	0.26	0.14	1.5	0.7	0.92
Rb	7.7	7.3	18	3.4	71	69	62
Ba	189	189	1060	109	1688	1105	2899
Sr	853	990	1762	864	1396	1407	2080
Nb	0.91	0.9	5.3	0.35	27	19	23
Ta	0.08	0.08	0.3	0.05	1.6	1	1.2
Zr	34	32	111	34	93	92	157
Hf	1.2	1.2	1.9	1.3	2.6	1.6	2.6
Y	13	13	31	14	36	33	30
Th	0.56	0.48	1.8	0.17	15	6.7	6.8
U	0.19	0.16	0.73	0.06	5.6	1.5	2.7
ΣREE	106	98	202	61	292	251	328

*Примечание.* Содержания оксидов (мас. %, РФА, анализатор ED2000) и редких элементов (г/т, ICP-MS, масс-спектрометр Agilent 7500сх) в породах определены в ЦКП ТГУ (Томск). \* – пробы на изотопное U–Pb датирование циркона (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург).

На участие разнородного материала в магмообразовании указывают изотопные особенности монцодиоритов Когтахского массива ( $\epsilon_{Nd}T+3,5$ ;  $\epsilon_{Sr}T+6,7$ ), которые свидетельствуют о вероятном смешении мантийного (PREMA+EM) и корового вещества. Сходными параметрами ( $\epsilon_{Nd}T \sim +3...+5$ ;  $\epsilon_{Sr}T \sim 0...+20$ ) обладают раннепалеозойские гранитоиды и щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау, что предполагает родственную природу источников материнских магм на кембрийско-ордовикском этапе его геологического развития. В этой связи отметим заметно более деплетированный ( $\epsilon_{Nd}T \sim +7...+8$ ) мантийный субстрат, который установлен для почти синхронных ( $T \sim 500-505$  млн лет) островодужных габбро-монцодиоритовых ассоциаций в Озерной зоне Западной Монголии [4].

Полученные нами геохимические и геохронологические данные демонстрируют возможность формирования габбро-монцодиоритовой ассоциации Кузнецкого Алатау в геодинамической обстановке субдукции на активной транзитали Палеоазиатского океана. Предположительно, магматическая эволюция происходила в условиях взаимодействия мантийного плюма PREMA/OIB с материалом континентальной окраины и океанической литосферы.

*Исследования поддержаны Министерством образования и науки России.*

#### Литература

1. Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балыкин П.А. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 5–96.
2. Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.
3. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э. Габбро-монцодиоритовые ассоциации кембро-ордовикского этапа развития Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 252–254.
4. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Вишневецкий А.В. Sm-Nd изотопные характеристики источников габбро-монцодиоритовых массивов Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 268–270.

5. Федоровский В.С., Складов Е.В., Изох А.Э. и др. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизийной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 682–700.
6. Wang H., Wu Y.-B., Li C.-R. et al. Recycling of sediment into the mantle source of K<sub>2</sub>O-rich mafic rocks: Sr–Nd–Hf–O isotopic evidence from the Fushui complex in the Qinling orogeny // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. V. 168. № 4. Article: 1062.
7. Халфин С.Л. Петрология когтахского габбро-монзонит-сиенитового комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск: Наука, 1965. 92 с.
8. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.

## АДАКИТЫ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНЫЙ КAVKAZ)

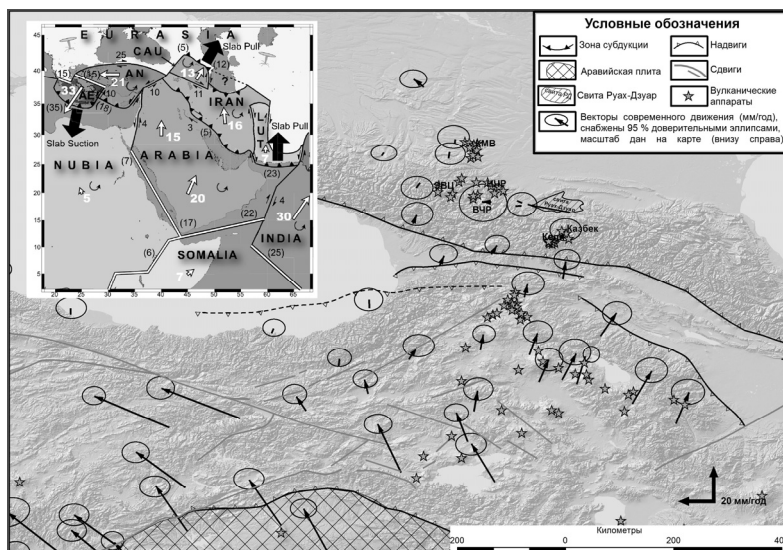
Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Лексин А.Б., Докучаев А.Я.

ИГЕМ РАН, Москва, e-mail: gazeev@igem.ru

Адакиты – петрологический термин, определяющий средние и кислые магматические породы, образовавшиеся путем непосредственного плавления базальтов молодой ( $\leq 25$  млн лет), относительно горячей субдуцируемой плиты. Для адакитов характерны: высокие содержания  $\text{SiO}_2 \geq 56\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$ , Sr, LILE, V, Cr; низкие содержания Y  $< 18$  г/т, Yb  $< 1.8$  г/т, HFSE, Nb, Ta; высокие величины отношений: Sr/Y и La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>  $> 8$ –10, низкие величины отношений: K/La, Rb/La, Ba/La. Обычно адакиты рассматривают как: 1) результат плавления подплитных базальтов; 2) результат плавления субдуцированного слэба на небольших глубинах; 3) результат возрастающего плавления субдуцирующего слэба, в котором отмечается переход от процесса дегидратации к частичному плавлению; 4) результат плавления флюид-метасоматизированного мантийного клина в надсубдукционных комплексах. Допускается, что адакиты формируются на глубинах 25–90 км при давлении ниже стабильности граната (6–28 ГПа) и температурах до 1050 °C [1].

Терско-Каспийский передовой прогиб (ТКПП) как самостоятельная геологическая структура развивается с тарханско-конского времени (17.4–12.8 млн лет назад). В разрезе акчагыл-апшеронских отложений (верхний плиоцен – 2.58–1.81 млн лет) в южной части ТКПП присутствует толща с переотложенным вулканическим материалом, выделенная В.П. Рентгартером в 1932 г. как «свита Рухс-Дзуар» (СРД). Выходы отложений свиты известны на дневной поверхности в моноклинали Черных гор (Северная Осетия), где эти отложения залегают с разрывом и угловым несогласием на подстилающих толщах (рис. 1). По результатам бурения, разрезы с переотложенным вулканическим материалом СРД установлены на глубине в Кабардинской и Осетинской впадинах ТКПП. Местоположение вулканических аппаратов, с деятельностью которых связан вулканогенный материал СРД, в настоящее время не известно. Объем вулканогенного материала превышает 100 км<sup>3</sup>. Интерпретация полей локальных аномалий ( $\rho_k$ , ТТ,  $\delta g_{\Delta Z}$ ) и трансформаций гравитационного поля по методу Саксова-Нагорда, позволяют с большой степенью вероятности предполагать присутствие палеовулканических построек, погребенных в настоящее время в недрах ТКПП [3].

Рис. 1. Местоположение вулкаников свиты Рухс-Дзуар на схематичной карте Афро-Аравийско-Евразийской континентальной зоны коллизии. Фигура 13 на тектонической схеме Закавказская плита [4]



В 2005 и 2010–2012 гг. нами отобраны образцы основных разновидностей вулканитов СРД и проведены определения концентраций петрогенных и микроэлементов XRF анализом, редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS в ИГЕМ РАН. Преобладающими разновидностями вулканитов СРД являются андезиты и дациты. На классификационной диаграмме вулканических пород ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) –  $\text{SiO}_2$  (рис. 2) фигуративные точки их составов сконцентрированы преимущественно в поле андезита и дацита, единичные образцы – в поле риодацита, трахидацита, трахиандезита и трахиандезибазальта. Все изученные образцы являются низкотитанистыми образованиями и относятся преимущественно к известково-щелочной и частично высококалиевой известково-щелочной сериям. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  варьирует от 1.5 до 3.0. Тип щелочности калиево-натриевый, в более кислых разновидностях – существенно натриевый. На диагностических диаграммах фигуративные точки андезитов и дацитов СРД группируются: 1) в поле адакитов и частично в зоне с типичными породами островных дуг ( $\text{Sr}/\text{Y}$ - $\text{Yppm}$ ) (рис. 2); 2) в поле высокоглиноземистых адакитов, где они группируются вдоль тренда плавления 10% гранатового амфиболита ( $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - $\text{YbN}$ ).

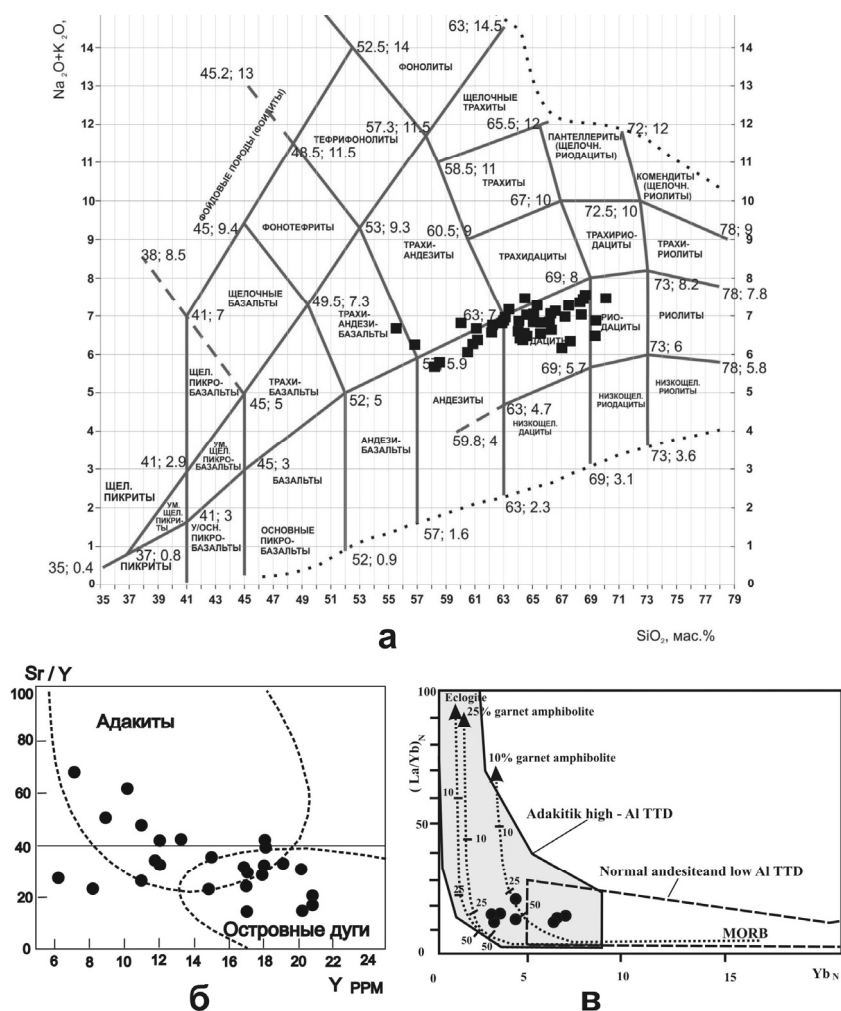


Рис. 2. Вулканиты свиты Рухс-Дзуар на классификационной и петрогенетических диаграммах

Характер распределения элементов на спайдер-диаграммах и мультиэлементных спектрах (рис. 3) указывают на то, что имел место процесс обогащения пород LILE, LREE при дилетировании HFSE и тяжелых REE.  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  отношения в дацитах – 20, 25; в андезитах – 26, 52. Соответственно,  $\text{La}_N/\text{Sm}_N$  – 3.5, 3.9;  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  – 2, 3;  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  отношение (где  $\text{Eu}^* = \sqrt{(\text{Sm}_{\text{пор}}/\text{Sm}_{\text{хонд}} \times \text{Gd}_{\text{пор}}/\text{Gd}_{\text{хонд}})}$ ) в дацитах составляет 1.02, в андезитах – 0.93. Вулканиты СРД имеют характерные для адакитов низкие концентрации  $\text{Yb} = 0.5\text{--}1.1$  г/т и  $\text{Y} = 5.7\text{--}12$  г/т. Сравнение мультиэлементных спектров вулканитов СРД со спектрами эталонных пород, образовавшихся из слэбовых, надслэбовых источников и пород, имеющих рифтовую природу [2] показало, что по содержанию элементов андезиты СРД близки к производным слэбовых источников в зонах растяжения и заметно отличаются от производных надслэбовых и рифтовых источников, хотя и имеют с ним сходный тип мультиэлементного спектра.

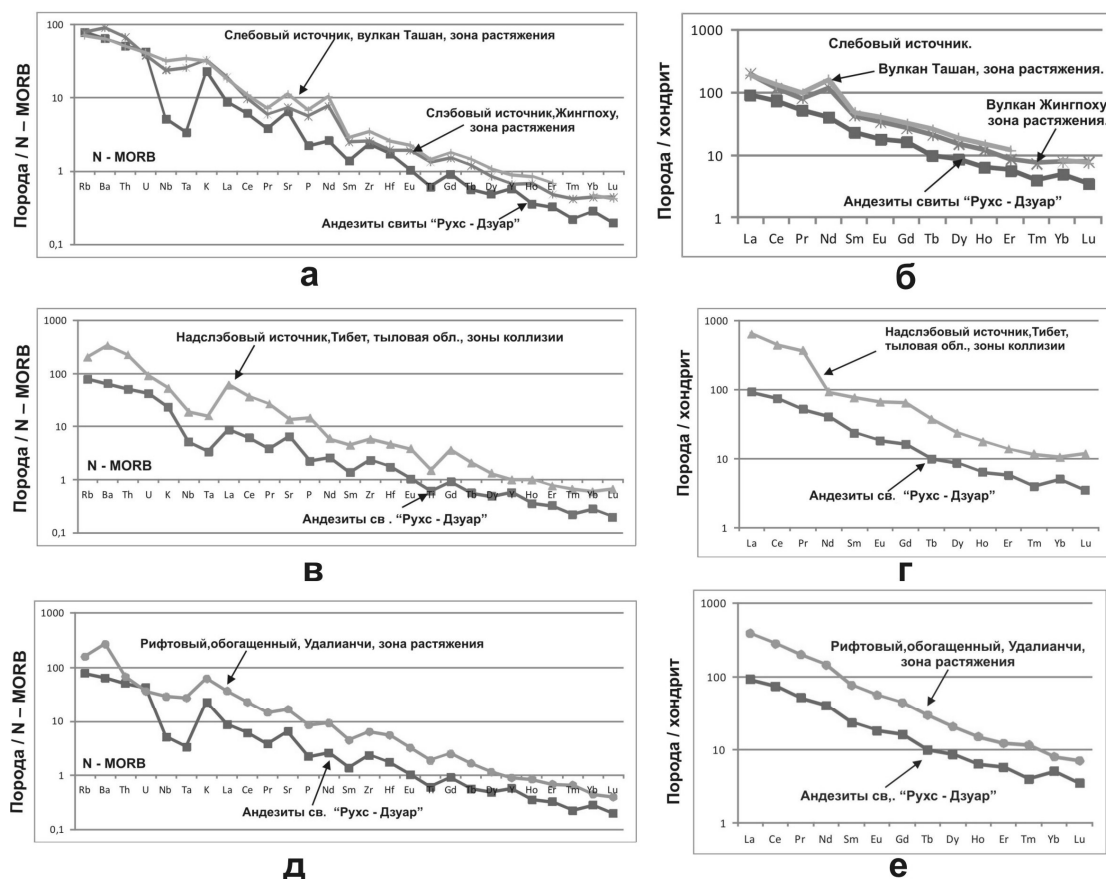


Рис. 3. Мультиэлементные спектры и спектров РЗЭ андезитов свиты Рухс-Дзуар и кайнозойских вулканических пород из слэбовых, надслэбовых и рифтовых источников в зонах конвергентных границ Азии [3]

Выявленные адакитовые характеристики вулканитов СРД, на наш взгляд, вполне согласуются с их геологической позицией. А именно с тем, что они распространены в зоне локальных впадин ТКПП, над погружившимся под южную окраину Скифской платформы слэбом Закавказской плиты (рис. 1).

#### Литература

1. Гусев А.И. Петрология адакитовых гранитоидов. М.: ИД «Академия естествознания», 2014. 133 с.
2. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фелелов Н.И., Саранина Е.В. Калиевая и натриевая вулканические серии в кайнозое Азии // Новосибирск: Академ. изд. «ГЕО», 2012. 343 с.
3. Смирнова М.Н., Бражник В.М. О тектоно-магматическом происхождении Осетинской Впадины // БМОИП. Отд геол. Т. XLV(1). 1970. С. 95-108.
4. Reilinger Robert et al. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // Journal of Geophysical Research. V. 111. B05411, doi:10.1029/2005JB004051, 2006.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИИ ТРИАСОВОГО МАГМАТИЗМА В БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ОЦЕНКА ВОЗРАСТА РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА.

Герасимов В.Ю.,<sup>1</sup> Письменный А.Н.,<sup>2</sup> Энна Н.Л.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ГИН РАН, Москва, gera-igem2008@yandex.ru

<sup>2</sup>ОАО «Кавказгеолсъемка», Ессентуки, fgugp@geolog.kmv.ru

Проявления триасового магматизма мало известны на Кавказе, тем более неожиданно, что габброиды триасового возраста были обнаружены в Бечасынской зоне Кавказа в составе хасаутского комплекса докембрийского возраста. Надо отметить, что традиционно возраст кристалликума Большого Кавказа считался протерозойским или даже архейским [3]. Однако последние данные по цирконометрии метаморфических



комплексов Кавказа показывают, что практически все ортогнейсы, мигматиты и постметаморфические границы в зоне Главного хребта имеют палеозойский возраст [5, 14]. Выходы кристаллического фундамента Скифской плиты, в виде фрагментов бечасынского метаморфического комплекса Большого Кавказа были вообще слабо датированы. В Бечасынской зоне к северу от горста Передового хребта проявлен низкотемпературный региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Стратиграфически, структурно единый бечасынский комплекс [7] подразделяется на две серии: чегемскую, – преимущественно терригенно-осадочную и хасаутскую, – вулканогенно-осадочную. Существуют достаточно дробные схемы стратиграфического деления Бечасынского комплекса [6, 9]. По мнению ряда исследователей, контакты между стратиграфическими подразделениями изначально могли быть тектоническими, так, что вместе они формируют систему смятых покровов [1, 2]. Последние данные по цирконометрии детритовых цирконов из метаморфических пород Бечасынской зоны показывают, что возраст части протолита был явно палеозойским [14]. Очевидно, что более точные данные можно было бы получить при датировании цирконов магматической стадии из синметаморфических комплексов или ортопорд с ясной геологической позицией.

В рамках программы “ГИС-Атлас Кавказа” на ионном зонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ были проведены исследования цирконов из различных структурных зон Большого Кавказа. Датировки цирконов магматической стадии из габброидов хасаутского гипабиссального комплекса Бечасынской зоны дают устойчивый кластер с триасовым U-Pb возрастом, что противоречит первоначальной геологической легенде, согласно которой, возраст внутрiformационных интрузий должен быть протерозойским [8].

Проба № 539 отобрана в русле р. Хасаут из тела габбро-диабазов, которое имеет секущий тектонизированный контакт с вмещающими туфо-алевролитами малкинской свиты (координаты точки отбора 43°41'57" с.ш. 42°40'05" в.д.). По химическому составу и соотношению щелочей и кремнезема порода может быть отнесена к монцогаббро-диориту [11]. Микроскопические исследования показывают, что порода носит следы эпitherмальных изменений. Первоначальный магматический парагенезис замещен агрегатом соссюрита с актинолитом, хлоритом, эпидотом, пумпеллиитом и карбонатами, едва просматриваются остатки диабазовой структуры с лейстами плагиоклаза. Это придает габброидам сходство с продуктами зеленосланцевого метаморфизма хасаутской серии.

Наибольший интерес для датирования интрузива представляют новообразованные кристаллы циркона магматической стадии (точки съемки: 1.1, 4.1, 5.1, 9.1). Это прозрачные кристаллы призматической формы с хорошей огранкой, коэффициентом удлинения 1:3–1:4, четким гранями и ребрами, они часто имеют пирамидальные вершины. Доля таких свежих зерен циркона в выборке составляет 40–50%. Их датировки образуют на конкордии (рис. 1в) кластер с возрастом  $223 \pm 4,6$  млн лет (Ma) и относительно высокой конкордантностью (вероятность 0,95, СКВО=0,0045). Содержание U в них колеблется в пределах 200–400 г/т, Th – 100–200 г/т, торий-урановое отношение составляет 0,4–0,6. В катодолюминесценции видно, что кристаллы имеют тонкую ритмическую зональность и не содержат унаследованных обломочных ядер. Остальные кристаллы циркона с более древними датировками образуют спектр возрастов 440–1847 млн лет (рис. 1а), и к данному магматическому процессу прямого отношения не имеют, они могут лишь косвенно характеризовать возраст источника генерации расплава габбро и детритовой компоненты ассимилированных пород.

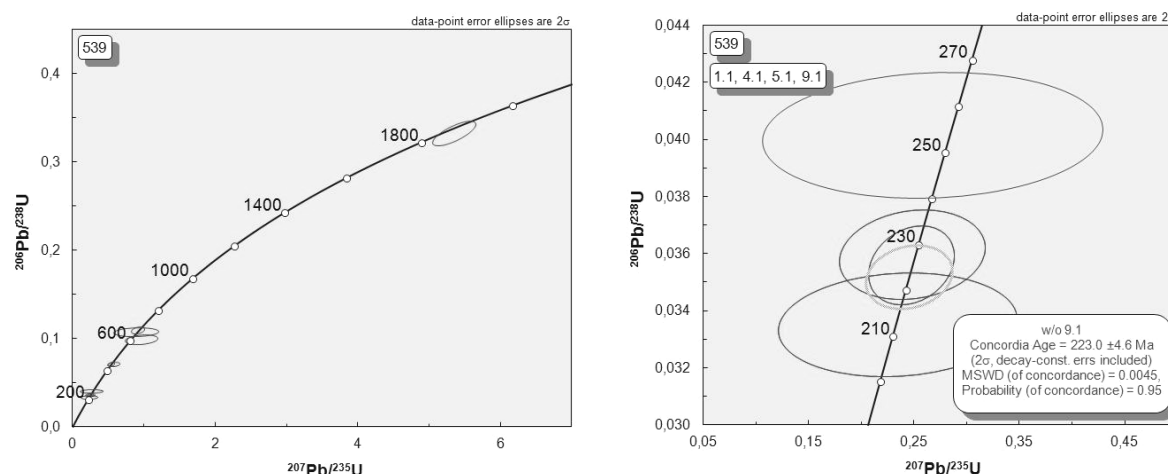


Рис. 1 (а, в). Результаты датирования цирконов из пробы № 539 нанесены на конкордию с табулированными значениями возраста в млн лет (Ma). Молодые возраста (точки съемки: 1.1, 4.1, 5.1, 9.1) получены для кристаллов магматической стадии (рис. 1в), они фиксируют момент кристаллизации интрузии габброидов (223 Ma). Остальные точки образуют возрастной спектр 440–1850 Ma (рис. 1а), который характеризует возраст различных источников вещества в зоне генерации расплава и детритовой компоненты частично захваченных боковых пород

Полученный триасовый возраст магматизма в Бечасынской зоне не согласуется с существующими геологическими представлениями о докембрийском возрасте хасаутского интрузивного комплекса [8]. Очевидно, что внедрение габброидов произошло значительно позже регионального метаморфизма. В целом, проявления триасового магматизма на Кавказе видимо имело более широкое распространение. В последнее время появляются сообщения о находке детритовых цирконов триасового возраста в юрских осадках. Намечается некоторая связь проявлений триасового магматизма с линейными тектоническими зонами поднятия фундамента. В альпийской складчатой структуре Кавказа выделяется субмеридианальный элемент в виде транскавказского поднятия, которое прослеживается через весь Кавказ от Дзирульского и Локского массива на юге, через зону Центрального Кавказского поднятия, – к Ставропольскому своду на севере. По последним данным в пределах Дзирульского массива в Закавказье обнаружены габброиды триасового возраста 221 млн лет [13]. По результатам бурения Ставропольского свода тоже обнаружены проявления основного триасового магматизма. В этой связи, вполне ожидаемым является проявление триасового магматизма и в Бечасынской зоне Большого Кавказа на продолжении этого тектонического линеймента в структуре Карачаево-Черкесского антиклинория.

Одновременно, термохронологические оценки возраста регионального метаморфизма сделанные для бечасынского метаморфического комплекса, с учетом известных U-Pb и K-Ar датировок [10,14] указывают на то, что возраст температурного пика метаморфизма приходился на период 400–420 млн лет. Весь спектр данных мультиизотопного датирования показывает, что геологический цикл, который включает период накопления осадков, их погружение, региональный метаморфизм с температурным пиком около 400 °С, и его ретроградную стадию с охлаждением до 300 °С, охватывает период от силура до карбона (440–350 Ma). Этот результат практически совпадает с оценкой возраста регионального метаморфизма амфиболитовой фации для метапелитов зоны Главного хребта. Согласно термохронологическим реконструкциям, с использованием петрологических и изотопных данных, пик регионального метаморфизма андалузитовых сланцев г. Чегет приходится на период 425 Ma при давлении  $P=2-3$  кбар, и температуре  $T=530-560$  °С [4]. Этим термодинамическим параметрам для коры континентального типа соответствует геотерма с плотность теплового потока порядка 180 мВт/м<sup>2</sup> [12] (геотермический градиент ~50°С/км). В условиях регионального метаморфизма устойчивый тепловой поток генерируется на больших площадях, он достигает максимума на пике метаморфизма. То, что пик метаморфизма проявился одновременно в различных зонах (на рубеже 420 Ma) и при разных термодинамических параметрах указывает на то, что мы имеем дело с отголосками одного термального события, которое для Кавказа имело региональный характер. Т. е. речь идет об одноактном палеозойском метаморфизме, который проявился на границе силура и девона и сопровождался внедрением постметаморфических гранитоидов вплоть до позднего карбона. В этом случае можно показать, что при данных геотермических условиях зеленосланцевый метаморфизм в Бечасынской зоне проходил в верхних горизонтах земной коры при давлении не более 2–2,5 кбар и температуре около 400 °С, на глубине не более 7–8 км.

*Работа выполнена при поддержке МПР РФ, ФГУП “ВСЕГЕИ”, ОАО “Кавказгеолсъемка”, ГИН РАН, Минмузеев РАН.*

## Литература

1. Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития. В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976, с. 45–154.
2. Баранов Г.И. Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа. В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987, с. 106–111.
3. Герасимов А.П. К вопросу о возрасте древнейших свит Северного Кавказа // Известия Геол. ком. 1929. Т. 48, № 7. С. 919–929.
4. Герасимов В.Ю., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Письменный А.Н. Термохронологическое моделирование возраста метаморфизма андалузитовых сланцев Кавказа // Тезисы докладов XVII Симпозиума по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова: Москва, ГЕОХИ, 2004. С. 61–62.
5. Герасимов В.Ю., Письменный А.Н., Энна Н.Л. Цирконометрия метагранитоидов кристалликума Большого Кавказа. // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Материалы XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010, Том 1, С. 167–168.
6. Письменный А.Н., Зарубина М.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Листы К-38-I, VII (Кисловодск). Приложение 1. 2005.
7. Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси, КИМС, 1982, 168 с.
8. Потапенко Ю.Я. Бечасынская зона. Бечасынский метаморфический комплекс. В кн.: Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. С. 9–18.
9. Снежко В.А. Рифейские стратифицированные образования Карачаево-Черкесской зоны Центрального Кавказа // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 87–94.
10. Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. 232 с.

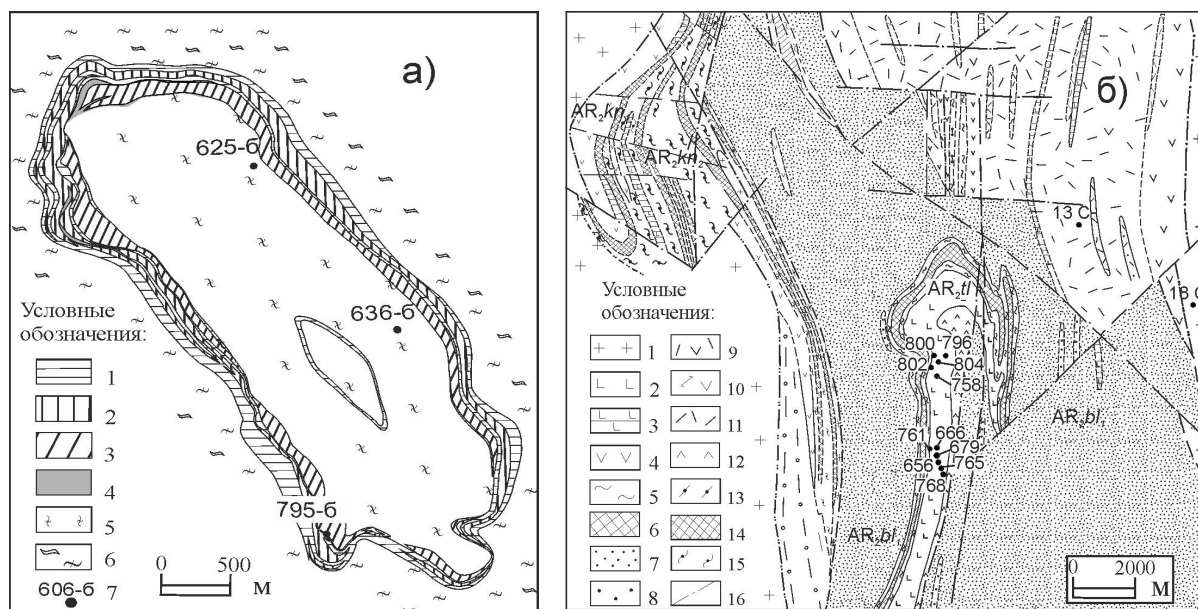
11. *Middlemost, E. A. K.* Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology. London, New York: Longman. 1985. 266 p.
12. *Pollack H.N., Chapman D.S.* On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness II Tectonophysics, Amsterdam: Elsevier SPC, 1977. V. 38. P. 279 – 296.
13. *Shengelia D., Shubitidze L., Sun-Lin Chung, Han-Yi Chiu, Treloar P.* New Data on the Formation and Age of Orthoclase Gabbro of the Dzirula Crystalline Massif (Georgia) // Bull. Georg. Natl. Acad. Sci. Geology. 2012. Vol. 6, no. 3, P. 75–82
14. *Somin M.L.* Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief Overview // Turkish J. Earth Sci. 2011. Vol. 20, p. 545–610.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНИТОВ СРЕДНЕГО И КИСЛОГО СОСТАВА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-ЛЕПТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ УЩ

Гоголев К.И.

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененка НАН Украины, г. Киев, gabrodiorites@mail.ru*

**Вступление.** На Украинском щите железисто-кремнисто-кремнисто-лептитовая (железисто-кремнисто-туфтит сланцевая) формации выделяется в составе белозерской серии в зеленокаменных структурах (ЗС) Среднеприднепровского мегаблока (1а) и в гуляйпольской свите Гуляйпольской брахисинклинали (1б) на Приазовском мегаблоке [3].



**Рис. 1. Схематические геологические карты Гуляйпольской брахисинклинали (а) и Белозерской ЗС (б). Гуляйпольская брахисинклиналь [3]:**

1. Кварциты силикатные, метапесчаники; 2. Сланцы андалузит-биотит-магнетитовые; 3. Кварциты магнетитовые, силикат-магнетитовые; 4. Кварциты магнетит-силикатные; 5. Сланцы кварц-полевошпат-биотитовые; 6. Плагииграниты амфибол-биотитовые; 7 – номера скважин. **Белозерская ЗС** (Липилин В.А., 1988 г. с изменениями): 1. Плагииграниты биотитовые; 2. Метакальтрабазиты; 3. Серпентиниты; 4. Ортоамфиболиты; 5. Сланцы, кварцито-сланцы, кварциты; 6. Кварциты карбонат-магнетитовые; 7. Метапесчаники серицит-кварцевые; 8. Метаконгломератобрекчии; 9. Метабазальты, метадолериты, метаандезиты; 10. Метатрахибазальты; 11. Метариолиты, метадациты; 12. Нерасчлененные метавулканы тепловой свиты; 13. Кварциты безрудные; 14. Железистые кварциты грюнерит-магнетитовые; 15. Метабазиты, метакальтрабазиты; 16. Тектонические нарушения.

В Белозерском районе с железистыми кварцитами этой формации связаны залежи богатых гематитовых руд саксаганского- и магнетитовых руд первомайского типов, в связи с чем их сопоставляют с железистыми кварцитами криворожской серии. Белозерская серия залегает со стратиграфическим несогласием на мезоархейской конкской серии. В ее составе вулканы, туфы и туффиты кислого состава встречаются в нижней михайловской – (подрудной), средней запорожской – (железорудной) и верхней (надрудной) переверзевской свитах. Железисто-кремнисто-лептитовая формация гуляйпольской свиты приурочена к изолированной

брахисинклинали размером 3 x 9,5 км. Гуляйпольская свита залегает несогласно на гранито-гнейсовом фундаменте. Надежные геохронологические данные о возрасте метавулканитов белозерской серии и гуляйпольской свит отсутствуют. U-Pb возраст кластогенного циркона из метапесчаников белозерской серии в Белозерской ЗС – 3,0–3,3 Ga [2], а из метапесчаников гуляйпольской свиты – 2,92 Ga [6].

### Результаты исследований

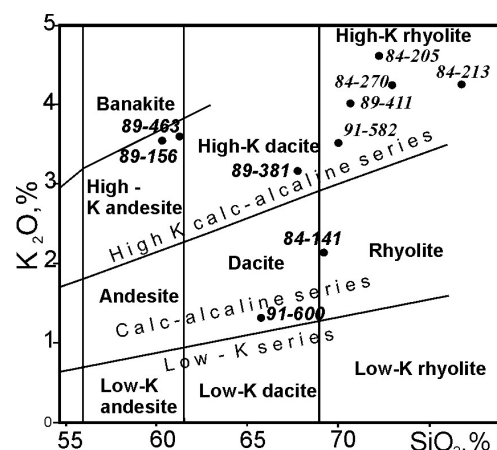
**Гуляйпольская брахисинклиналь.** Метавулканиты гуляйпольской свиты по химическому составу ( $\text{SiO}_2=60,70\text{--}63,98\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,82\text{--}9,78\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,63\text{--}1,48$ ) соответствуют андезитам и ( $\text{SiO}_2=65,70\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,96\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,19$ ) дацитам нормального ряда калиево-натриевой серии (табл. 1) [5]. На диаграмме  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  они попадают в поля высококалиевых андезитов и высококалиевых дацитов высококалиевой известково-щелочной серии (рис. 2). В них высокие содержания Sr (742,9–816 ppm), Ba (1400–2116 ppm) и умеренные – Rb (96,90–102,6 ppm). График распределения РЗЭ сильно дифференцированный –  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 21,9\text{--}48,6$  ppm (рис. 3). В обр. 89–156 выделяется положительная аномалия европия –  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,26$ , а в остальных – она отсутствует (табл. 2). Согласно [4], они относятся к архейские андезитам II типа и дацитам типа FII

**Таблица 1.** Силикатные анализы метавулканитов белозерской серии и гуляйпольской свиты

Окислы, %	1/ 84/141	2/ 91/582	3/ 84/213	4/ 84/205	5/ 89/411	6/ 84/270	7/ 91/600	8/ 89/156	9/ 89/463	10/ 89/388	11/ 89/381
$\text{SiO}_2$	68,40	70,01	75,28	74,58	71,27	73,42	66,48	60,70	62,58	63,98	65,70
$\text{TiO}_2$	0,21	0,23	0,23	0,19	0,05	0,22	0,35	0,74	0,46	0,47	0,57
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14,34	15,75	14,63	15,22	16,60	15,30	12,94	14,60	13,74	13,36	13,93
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	Ск.	0,78	0,13	1,00	0,51	0,46	0,66	0,35	0,72	0,65	1,41
$\text{FeO}$	1,72	0,79	1,14	0,71	2,24	1,44	1,58	4,70	3,60	3,38	3,38
$\text{MnO}$	0,04	0,03	<0,01	<0,01	–	Сл.	Сл.	0,08	0,06	0,05	Сл.
$\text{MgO}$	1,21	0,84	1,01	0,56	1,22	1,05	0,83	1,90	2,26	1,24	1,79
$\text{CaO}$	2,68	1,88	0,53	0,68	0,56	0,33	6,32	5,10	3,96	3,50	3,62
$\text{Na}_2\text{O}$	4,20	2,98	0,25	0,20	0,20	0,80	3,08	4,30	5,34	3,78	3,78
$\text{K}_2\text{O}$	2,12	3,50	4,30	4,60	4,00	4,22	1,30	3,52	3,60	6,00	3,18
Собщ	0,60	Ск	<0,02	0,10	–	0,10	0,05	0,30	0,23	0,24	0,13
$\text{P}_2\text{O}_5$	Сл.	0,07	0,01	0,01	–	0,06	0,08	0,36	0,24	0,10	0,24
$\text{CO}_2$	3,37	1,75	–	–	–	0,21	4,55	2,69	2,24	0,07	1,30
$\text{H}_2\text{O}$	0,19	0,06	0,07	0,04	0,10	0,17	Сл.	Сл.	0,08	0,12	Сл.
П.п.п.	0,98	1,50	2,09	1,98	2,75	1,99	1,37	0,34	0,56	2,64	0,59
Сумма	100,06	100,17	99,67	99,87	99,50	99,77	99,59	99,68	99,67	99,58	99,62

*Примечание.* Белозерская ЗС. Михайловская свита: 1 – метариодацит ЗЖРК, гор.640 м (обр. 84–141; 2 – то же, там же, гор.740 м (91–582). Запорожская свита: 3 – метариолит скв.758, гл.1029,3 м (обр. 84–213). Переверзевская свита: 4 – метариолит, скв. 765, гл.1047,6 м (обр. 84–205); 5 – метариодацит, скв. 802, гл. 315 м (обр. 89–411); 6 – метариолит, скв.761, инт.410–421 м (обр. 84–270). Солонская свита: 7 – метадацит, скв. 13С, гл. 482–502 м (обр. 91–600). Гуляйпольская брахисинклиналь. Гуляйпольская свита: 8 – метаандезит, скв. 636-Б, гл. 384,5–384,7 м (обр. 89–156); 9 – то же, скв.795Б, инт.392–395,7 м (обр. 89–463); 10 – то же, скв.625Б, инт.424,4–429,4 м (89–388); 11 – метадацит, скв.625Б (обр. 89–381). Хим. анализы выполнены в лаборатории ИГМР НАН Украины.

**Белозерская ЗС. Михайловская свита.** Метадациты и метариодациты михайловской свиты (подрудной) (обр.84–141, 91–582) относятся к породам нормального ряда калиево-натриевой серии ( $\text{SiO}_2=(68,4\text{--}70,01\%)$ ;  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=(6,32\text{--}6,48\%)$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,85\text{--}1,98$ ) (табл. 1) [5]. На диаграмме  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  их фигуративные точки попадают в поля риолитов и высококалиевых риолитов известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной серий (рис. 2). В них умеренное содержание Rb (71,7 ppm) и высокое – Sr (285,7 ppm) (табл. 2). Содержания HFS элементов – Nb (2,1 ppm), Y (2,8 ppm), Ta (0,2 ppm) низкие.



**Рис. 2.** Диаграмма  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  (Ewart, 1982) для метаморфизованных вулканитов Гуляйпольской брахисинклинали и Белозерской ЗС

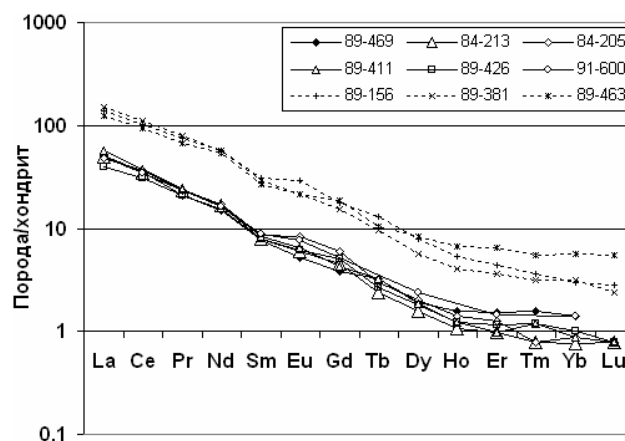
**Таблица 2.** Содержание элементов в вулканитах белозерской серии и гуляйпольской свиты

Ppm	1/ 89/469	2/ 84/213	3/ 84/205	4/ 89/411	5/ 89/426	6/ 91/600	7/ 89/156	8/ 89/463	9/ 89/381
Rb	71,7	177,5	135,1	158	106,9	—	97,10	96,90	102,6
Sr	285,7	16,93	11,12	26,80	16,76	—	816	742,9	812,1
Ba	423	285,5	775,8	413	429,9	—	1400	1953	2116
V	27	15,26	11,67	14	10,81	—	64,50	64,78	67
Cr	—	3,26	11,87	15,90	3,74	—	21,30	70,42	—
Co	3,6	1,33	1,32	2,62	1,70	—	7,29	12,55	9,6
Ni	2,6	4,71	7,68	12,80	4,11	—	15	33,61	27,2
Cu	13,8	6,11	4,72	—	6,15	—	—	26,93	17,4
Zn	35	5,28	3,35	—	5,61	—	—	70,31	60
Y	2,8	0,99	1,73	2,12	1,37	—	8,19	8,17	7,0
Nb	2,1	2,00	1,94	2,12	1,74	—	6,49	4,82	5,0
Ta	0,2	—	—	0,20	—	—	0,37	—	0,3
Zr	96,4	84,74	80,61	82,30	76,76	—	160	116,4	162,6
U	2,8	2,68	1,16	1,76	2,50	—	1,41	1,83	1,4
Th	5,9	7,44	7,81	6,23	7,01	—	6,71	7,25	5,6
La	12,2	11,82	11,56	13,50	9,36	—	32,50	29,05	35,9
Ce	21,5	21,37	22,40	22,90	18,95	20,93	62	57,07	68,1
Pr	1,99	2,21	2,24	2,31	1,97	—	7,07	6,36	7,60
Nd	7,0	7,87	8,06	7,75	7,24	7,67	26,60	24,87	26,7
Sm	1,18	1,20	1,33	1,26	1,21	1,35	4,75	4,15	4,52
Eu	0,30	0,35	0,49	0,38	0,36	0,45	1,70	1,26	1,23
Gd	0,79	0,94	1,24	0,89	1,04	—	3,61	3,81	3,14
Tb	0,12	0,09	0,11	0,12	0,10	—	0,49	0,39	0,36
Dy	0,48	0,40	0,52	0,47	0,46	0,60	1,98	2,11	1,45
Ho	0,09	0,06	0,08	0,07	0,07	—	0,30	0,38	0,23
Er	0,25	0,16	0,21	0,16	0,19	0,24	0,73	1,09	0,60
Tm	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	—	0,092	0,14	0,08
Yb	0,24	0,13	0,15	0,15	0,17	0,24	0,51	0,95	0,53
Lu	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,08	0,072	0,14	0,06
Pb	12,6	1,92	2,64	—	1,87	—	—	17,70	9,5
(La/Yb) <sub>N</sub>	36,5	65,2	55,3	64,6	39,5	—	45,7	21,9	48,6
Eu/Eu*	0,95	1,01	1,17	1,10	0,99	—	1,26	0,97	1,0
Авторы				1		1	1		

*Примечание.* Привязки образцов даны в таблице 1. Таблица 2 дополнена двумя образцами: обр.89–469 – метариодацит, ш. ЗЖРК, гор.640 м (михайловская свита); обр. 89–426 – метариолит, скв.804, инт.522,5–525,8 м (переверзевская свита). Анализы выполнены методом ICP-MS: №№1,2,3,5,8 в лаборатории АСМЕ, г. Ванкувер, Канада; №№4,7,9 в ЦЛ ВСЕГЕИ (Россия). Ан № 6 лаборатории ИГМР НАН Украины методом изотопного разбавления.

Распределение РЗЭ сильно дифференцированное –  $(La/Yb)_N=36,5$  (рис. 3). Согласно [4], они соответствуют архейским кислым вулканитам типа FI. По петрохимическим характеристикам они сходны с метадациитами соленовской свиты конкской серии (обр. 91-600) мезоархейского возраста.

**Рис. 3. График распределения РЗЭ для метаандезитов и метадациитов гуляйпольской свиты и метариодацитов и метариолитов белозерской серии. Нормировано на хондрит C1**



**Запорожская свита.** Метариолиты встречаются также среди железистых кварцитов запорожской свиты (обр. 84-213). Они относятся к породам кислого состава нормального ряда калиевой серии ( $SiO_2=(75,28\%)$ ;  $Na_2O+K_2O=(4,55\%)$ ,  $Na_2O/K_2O=0,06$ ) (табл. 1) [5]. На диаграмме  $SiO_2-K_2O$  их фигуративная точка попадает в поле высококалийных риолитов высококалийной известково-щелочной серии (рис. 2). В них высокое содер-

жание Rb (177,5 ppm), низкое содержание Sr (16,93 ppm) (табл. 2). Содержания HFS элементов – Nb (2,0 ppm) и Y (0,99 ppm) низкие. Распределение РЗЭ сильно дифференцированное –  $(La/Yb)_N=65,2$  (рис. 3). Они сходны с архейскими кислыми вулканитами типа FI [4].

**Переверзевская свита.** Кислые вулканиты переверзевской свиты (надрудной) представлены метаморфизованными риодацитами и риолитами калиевой серии нормального ряда ( $SiO_2=71,27-74,58\%$ ;  $Na_2O+K_2O=4,20-5,02\%$ ,  $Na_2O/K_2O=0,04-0,19$  (табл. 1) [5]. На диаграмме  $SiO_2-K_2O$  их фигуративные точки попадают в поле высококалийевых риолитов высококалийевой известково-щелочной серии (рис. 1). В них высокое содержание Rb (106,9–158,0 ppm) и низкое – Sr (11,12–26,80 ppm) (табл. 2). Содержание HFS элементов низкое – Nb (1,74–2,12 ppm), Y (1,37–2,12 ppm), Ta (0,2 ppm). Распределение РЗЭ сильно дифференцированное –  $(La/Yb)_N=39,5-64,6$  (рис. 3). Они сходны с архейскими кислыми вулканитами типа FI [5]. Согласно полученным данным, кислые метавулканиты переверзевской и запорожской свит идентичны по петрохимическим характеристикам.

**Выводы.** Метавулканиты среднего и кислого состава железисто-кремнисто-лептитовой формации Гуляйпольской брахисинклинали и Белозерской ЗС являются высококалийевыми в отличие от натровых кислых метавулканитов из подстилающих их более древних осадочно-вулканогенных толщ. Это может свидетельствовать о формировании железисто-кремнисто-лептитовой формации УЩ в субплатформенных условиях.

#### Литература

1. Артеменко Г.В., Самборская И.А. Эволюция кислого и среднего вулканизма в зеленокаменных поясах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива // Минерал. журн. 2010. 32. №3. С. 58–71.
2. Бибикова Е.В., Клаэссен С., Федотова А.А., Артеменко Г.В., Ильинский Л. Терригенный циркон архейских зеленокаменных поясов – источник информации о ранней коре Земли: Приазовье и Приднестровье, Украинский щит // Геохимия. 2010. №9. С. 899–916.
3. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Типы формаций // Плаксенко Н.А., Горьковец В.Я., Ярошук М.А. и др. Киев: Наук. Думка. 1988. 192 с.
4. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Недра. 1981. 159 с.
5. Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография / Под ред. О.А.Богатикова, В.И., Гоньшаковой и др. М.: Наука. 1983. Т. 1. 365 с.
6. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей)”. Киев: Наук. думка. 2006. 321 с.

## ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУБДУКЦИОННОГО МАГМАТИЗМА НА АКТИВНЫХ ОКРАИНАХ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА С МАГМАТИЗМОМ СОВРЕМЕННЫХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ

Гордиенко И.В.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт СО РАН,  
Улан-Удэ, gord@pres.bscnet.ru

Согласно новой глобальной концепции – тектоники литосферных плит установлено, что складчатые (орогенные) пояса возникли на месте бывших океанических бассейнов или их окраин и являются продуктом преобразования океанической коры в континентальную. Было выявлено, что в этом процессе главенствующую роль играют эндогенные факторы глубинной геодинамики, прежде всего субдукционный магматизм, который характерен для современных и древних деструктивных (конвергентных) обстановок Земли.

### *Петролого-геохимические особенности субдукционного магматизма в современных геодинамических обстановках*

Вещественный состав субдукционного магматизма довольно хорошо изучен в современных островных вулканических дугах и активных континентальных окраинах (АКО) западно-тихоокеанского и андийского типов [1, 3, 4, 9, 10, 13, 16]. Субдукционный магматизм представлен преимущественно известково-щелочной серией вулканических пород от базальтов до риолитов, с преобладанием андезитов, при широких вариациях кремнекислотности, щелочности и железистости. В большинстве своем это низкотитанистые,

низко- и умеренно-щелочные и высокоглиноземистые образования. Редкими, но характерными членами островодужных ассоциаций являются бонинитовая (марианитовая), адакитовая и шошонит-латитовая серии. Марианит-бонинитовые серии содержат максимальные концентрации  $H_2O$  в первичных расплавах и очень широкие вариации  $MgO$ . В поле бонинитовых расплавов выделяется четыре их типа: 1 – магнезиальные бониниты (марианиты) с  $MgO = 19\text{--}25\%$ ; собственно бониниты с  $Mg = 14\text{--}18,5\%$ ; 3 – кальциевые или переходные бониниты с  $MgO = 9\text{--}15\%$ ; 4 – переходные, включая магнезиальные базальты Ключевского вулкана,  $Mg = 8\text{--}12\%$ . Содержание  $H_2O$  во всех типах колеблется в пределах 1–3%. Такие особенности (высокие и переменные содержания  $MgO$ , высокие температуры расплава до 1500 °C при высоких содержаниях воды) требуют особых условий генезиса бонинитовых магм, которые возможны только в надсубдукционном мантийном клине над горячими зонами субдукции энсиматических островных дуг [2,10, 21]. В современных обстановках распространены также энсиалические дуги и АКО, заложившиеся на коре континентального типа. В них чаще встречаются шошонит-латитовые, адакитовые и высококальциевые серии с низким содержанием  $TiO_2$ , а также вулканические и плутонические (преимущественно гранитоидные) породы повышенной щелочности. Адакиты объединяют средние и кислые порфировые вулканические породы. По химическому составу адакиты отвечают андезитам, дацитам и риолитам натрового ряда с высокой магнезиальностью и повышенными концентрациями  $Cr$  и  $Ni$ ,  $Sr$  и сильно фракционированными спектрами распределения РЗЭ ( $LaN/YbN > 10$ ) [3, 4, 22].

Особенности вещественного состава современного субдукционного магматизма наглядно можно проследить на примере хорошо изученной Курило-Камчатской островодужной системы, которая является весьма удобным полигоном для изучения зон субдукции и условий проявления островодужного (надсубдукционного) вулканизма [1, 3, 4, 9, 10]. Средний состав вулканитов в извержениях соответствует андезиту составом 57–60%  $SiO_2$ , около 4%  $Mg$  и до 2%  $K_2O$ . В то же время изучение магнезиальных базальтов Ключевского вулкана на Камчатке показало, что их родоначальными расплавами являлись пикриты ( $MgO$  13–14 мас.%) с предельным насыщением  $SiO_2$  (45–50 мас.%), высоким содержанием  $H_2O$  (2.2–2.9 мас. %) и несовместимыми элементами ( $Sr$ ,  $Rb$ ,  $Ba$ ,  $Hf$ ). Четвертичные базальты и андезиты островных дуг часто близки к MORB по изотопии, хотя  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения в них выше, величины  $\epsilon Nd(T)$  в андезитах меньше по сравнению с MORB ( $\epsilon Nd(T)$   $\epsilon 9$ ), а отношения  $^{207}Pb/^{204}Pb$  и локально  $^{208}Pb/^{204}Pb$  часто выше, чем отношение  $^{206}Pb/^{204}Pb$  [3].

Образующиеся субдукционные расплавы по сравнению с исходными базальтами обогащены в 9–10 раз по содержанию  $La$ , в 2–4 раза –  $Cs$ ,  $Rb$ ,  $Ba$ ,  $U$ ,  $Th$ ,  $K$ ,  $Sr$ ,  $Zr$ ,  $Hf$ , умеренно обогащены или необогащены по  $Nb$ ,  $Nd$ ,  $Ti$ ,  $Sm$ ,  $Eu$ , заметно обеднены тяжелыми лантаноидами от  $Dy$  до  $Lu$ . Поведение многих других элементов ( $U$ ,  $Nb$ ,  $Ti$ ,  $Sr$ ,  $Eu$ ) сильно зависит от окислительных условий, прежде всего от доли  $H_2O$  и  $CO_2$  во флюиде. Значение имеют также гидротермальные изменения лав, что характерно для большинства субдукционных магм [9,10, 22].

#### *Петролого-геохимические особенности субдукционного магматизма островодужных систем на окраинах Сибирского континента и Палеоазиатского океана*

Для исследования субдукционного магматизма в пределах активных окраин Сибирского континента значительный интерес представляют Центрально-Азиатский складчатый пояс, возникший на его месте Палеоазиатского океана [13]. Известно, что Палеоазиатский океан (ПАО) образовался в результате распада суперконтинента Родиния в период от 1050 до 750 млн лет назад [5, 12, 19, 20]. Эти события отчетливо фиксируются неопротерозойским возрастом океанической коры и островодужных комплексов по всему складчатому обрамлению юга Сибирской платформы. Активное развитие ПАО началось в раннем неопротерозе и продолжалось в венде и палеозое. За это время в его пределах формировались и исчезали тектонические структуры различной геодинамической природы: энсиматические и энсиалические островные дуги, внутриокеанические вулканические острова (симаунты, гайоты), преддуговые и окраинные спрединговые моря, активные континентальные окраины западно-тихоокеанского и андийского типов. Формирование этих структур сопровождалось и во многом было обусловлено образованием разнообразных магматических комплексов [5].

Среди неопротерозойских островодужных систем складчатого обрамления юга Сибирской платформы наиболее древними (ранне неопротерозойскими) являются Дунжугурская (1020–810 млн лет), Шишхидгольская (805–700 млн лет) и Сархойская (800–770 млн лет) в Восточном Саяне [17, 19], а так же Келянская (возраст плагиогранитов из офиолитов – 971 млн лет, бонинитов – 953 млн лет, кислых вулканитов – 837–820 млн лет) и Метешихинская (базальты – 839 и габбро – 809 млн лет) островодужные системы в Западном Забайкалье [5, 6]. Все эти дуги сформированы в надсубдукционной обстановке на окраине ПАО и по многим параметрам сопоставляются друг с другом. Геохимические особенности дунжугурских офиолитов подробно рассмотрены Н.Л. Добрецовым, Е.В. Склиаровым и их коллегами [11,18], а также А.Б. Кузьмиче-

вым [17]. Полученные ими геохимические данные свидетельствуют о типичном энсиматическом характере слагающих их пород, вполне сопоставимом с некоторыми современными вулканическими дугами (Марианской, Идзу-Бонинской и др.). Для габброидов, базитовых даек и вулканитов характерен известково-щелочной островодужный тренд дифференциации андезит-бонинитового типа. Породы сложены крайне низкотитанистыми и низкожелезистыми с повышенным содержанием  $MgO$  и  $Cr_2O_3$  андезитами и андезито-базальтами. Среди них по высокому содержанию  $MgO$  выделяются типичные бониниты и мариниты. По распределению РЗЭ породы имеют отрицательную аномалию по Ta, Nb и Ti, что характерно для островодужного магматизма.

По петролого-геохимическим особенностям надсубдукционного офиолитового комплекса Шишхидгольская энсиматическая островная дуга вполне сопоставима с Дунжугурской. Об этом свидетельствует известково-щелочной тренд дифференциации, отрицательная аномалия по Nb, Ta, Ti и обогащение Ba, Sr, Pb, иногда  $K_2O$ . В то же время среди субдукционных вулканических пород Шишхидгольской дуги по содержанию РЗЭ выделяются более ранние вулканиты, обогащенные легкими РЗЭ ( $LaN/YbN=4-11$ ), связанных с плавлением надсубдукционного мантийного клина, и более поздние вулканиты, менее обогащенные легкими РЗЭ ( $LaN/YbN=1-3$ ). Происхождение последних связывается с мантийным плюмом [17]. В отличие от Дунжугурской и Шишхидгольской, Сархойская островодужная система заложилась на коре континентального типа и поэтому по составу субдукционного магматизма она сопоставима с активной континентальной окраиной андийского типа. Вулканиты образуют дифференцированный ряд от базальта, редко андезита до дацита и риолита с большим объемом кислых кластолав (игнимбритов с возрастом  $782 \pm 7$  млн лет). Магматический интрузивный магматизм представлена гранодиорит-тоналит-трондьемитовой ассоциацией пород. Петролого-геохимический состав характерен для пород известково-щелочной серии надсубдукционного типа. Это умеренно- и низкокалиевые породы с распределением РЗЭ, типичным для островодужных ассоциаций, что подтверждается отчетливыми отрицательными аномалиями по Ta, Nb, Ti и Sr. Поведение Sr нетипично для островных дуг и в данном случае связано с активным участием Sr в кристаллизации сархойских вулканитов [17].

В Западном Забайкалье аналогами неопротерозойских дуг Восточного Саяна являются Келянская и Метешихинская островодужная системы. Надсубдукционный магматизм Келянской энсиматической островодужной системы по возрасту и составу хорошо коррелируется с Дунжугурской и Шишхидгольской островными дугами Восточного Саяна. В Келяно-Ирокиндинской зоне вулканическая ассоциация представлена известково-щелочной серией с базальтами, андезито-базальтами и риолитами с возрастом 923 млн лет, а также дайковые серии низкокалиевых толеитовых базальтов и бонинитов. В заключительную стадию сформировались островодужные гранитоиды муйского комплекса – 900–850 млн лет [15]. Бониниты с U-Pb возрастом 953 млн лет также обнаружены в бассейне реки Турка в Абага-Оланской зоне относимой Келянской островодужной системе [5, 7]. Метешихинская островодужная система вполне коррелируется с Сархойской системой Восточного Саяна. Она фиксируется базальтами (839 млн лет), а также магматическими телами перидотит-пироксенит-габбрового состава, с возрастом 809 млн лет, расположенными вдоль восточного побережья озера Байкал. Дифференцированная плутоническая серия характеризуется постепенным обеднением Sr и Ni и обогащением Sr, Ti, Cu и РЗЭ в процессе эволюции расплава. Спектры распределения РЗЭ в породах габброидного массива обладают однотипным слабофракционированным трендом распределения с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и величиной ( $La_N/Yb_N$ )=1–3. Спектры характеризуются отрицательными аномалиями K, Th, Nb, Zr и максимумами Ba, U, Sm и Sr. Геохимические характеристики несут черты сходства с толеитовыми базальтами современных островных дуг.

В конце неопротерозоя активная окраина подверглась задуговому рифтингу и отделилась от Сибирского континента. В результате на окраине ПАО возник раннекаледонский океанический бассейн, протягивающийся от Восточного Саяна до Джидинской и Удино-Витимской зон каледонид Забайкалья. В это время активно формировались спрединговые зоны СОХ, энсиматические (примитивные) и энсиалические (зрелые) островные дуги с протяженными зонами субдукции, гайоты, преддуговые, задуговые бассейны и междугровые спрединговые окраинные моря. Главным в истории ранних каледонид считается рубеж ~ 570 млн лет [20]. Именно к этому рубежу приурочено формирование большинства надсубдукционных офиолитовых и островодужных ассоциаций по сибирской окраине Палеоазиатского океана: Таннуольско-Хамсаринская (569 млн лет), Хан-Тайшири (570 млн лет), Озерная (545 млн лет), Джидинская (562–554 млн лет), Удино-Витимская (545 млн лет) островодужные системы [5, 12, 20].

На территории Забайкалья и Монголии наиболее изученными являются Джидинская и Удино-Витимская островодужные системы венда-нижнего палеозоя. Нами разработана комплексная модель геодинамической эволюции Джидинской островодужной системы Палеоазиатского океана в позднем неопротерозое-палеозое от образования спредингового океанического бассейна с океаническими островами (гайотами), энсиматической островной дугой с бонинитами и аккреционными призмами, задуговыми флишевыми бассейнами до формирования на их месте крупного аккреционно-коллизийного горно-складчатого сооружения. Впервые



получены изотопные данные (U-Pb, по циркону) о ниже-среднекембрийском островодужных и раннеордовикском возрасте коллизионных гранитоидов Джидинской зоны [2, 8]. Удино-Витимская островодужная система заложилась на континентальной коре и принадлежит энсиалическому типу. По петрографическим, петро- и геохимическим характеристикам изученные вулканы относятся к высокоглиноземистым, низкотитанистым породам. Они подразделяются на нормальную и субщелочную серии, а также низко-умеренно-высококалиевую и шшонит-латитовую серии. На диаграммах  $TiO_2-FeO^*/MgO$  и  $Hf-Th-Ta$  точки составов основных пород раннекембрийской олдындинской свиты лежат в поле островодужных базальтов [7]. Предполагается, что ювенильная континентальная кора каледонид была образована в результате частичного плавления в зонах субдукции океанических базитов и древних осадочных пород [14].

*Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в Неоге» (проект 10.1) и РФФИ (проекты № 12-05-00223, 15-05-01633)*

## Литература

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 248–266.
2. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогов О., Томурхуу Д. Бониниты Джидинской зоны каледонид (Северная Монголия) // Докл. АН, 2001, т. 377, № 4, с. 526–529.
3. Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Отв. ред. В.В. Ярмолюк. М.: Наука, 2010. 606 с.
4. Богатилов О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988, 248 с.
5. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозойид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
6. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединговой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // ДАН, 2009, Т. 429, №3. С. 359–364.
7. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
8. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120–140.
9. Добрецов Н.Л. Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 88–110.
10. Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики: Учеб. пособие / Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск, 2011. 492 с.
11. Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Медведев В. Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-палеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–57.
12. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика, 2005, Т. 46, № 9. С.952–967.
13. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 326 с.; Т. 2. 328 с.
14. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы и структуры коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
15. Конников Э.Г., Гибиер А.С., Изох А.Э. и др. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 152–168.
16. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200с.
17. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел - 2000, 2004. 192 с.
18. Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Конников Э.Г. и др. Петрология и геохимия офиолитов // Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
19. Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 176 с.
20. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.
21. Boninites / Ed. A. J. Crawford. London: Unwin Hyman, 1989. 345 p.
22. Martin H., Smithies R.H., Rapp P.R., Moyen J.F., Champion D.C. An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crusted evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.

**ГОРНБЛЕНДИТЫ – ПОЗДНИЕ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫЕ ДЕРИВАТЫ  
КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ В КОМПЛЕКСАХ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА****Готтман И.А., Пушкарёв Е.В.***Федеральное бюджетное учреждение науки институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого  
УрО РАН, Екатеринбург, gottman@igg.uran.ru, pushkarev@igg.uran.ru*

Горнблендиты – практически мономинеральные амфиболовые породы, встречающиеся в мафит-ультрамафитовых комплексах различного происхождения и геотектонической позиции, наиболее широко распространены в дунит-клинопироксенитовых комплексах Урало-Аляскинского типа (массивы Платиноносного пояса Урала (ППУ), Юго-Восточной Аляски и др.). Существуют реакционно-метасоматическая и магматическая модели образования горнблендитов. Согласно реакционно-метасоматической модели, горнблендиты образовались в результате развития амфибола по клинопироксену при амфиболизации клинопироксенитов под действием молодых интрузий габброидов или гранитоидов; или при высокотемпературном метаморфизме с участием воды [1, 4–7, 11]. Магматическая модель предполагает, что горнблендиты формируются при кристаллизации амфибола из остаточных флюидонасыщенных расплавов, связанных с дифференциацией пикробазальтов, анкармитов или клинопироксенитов [8–10, 12].

Геологические исследования в Кытлымском и Светлоборском дунит-клинопироксенитовых массивах ППУ (Средний и Северный Урал) и в Хабаровинском мафит-ультрамафитовом аллохтоне на Южном Урале показали, что горнблендиты имеют разные геологические соотношения с клинопироксенитами и другими ультраосновными породами, с которыми они тесно пространственно ассоциированы. В одних случаях горнблендиты имеют непрерывные переходы с клинопироксенитами (горнблендиты I-го типа), в других – горнблендиты образуют жилы и дайки, секущие дуниты, верлиты и клинопироксениты (горнблендиты II-го типа) [3].

Горнблендиты I-го типа были установлены и изучены в клинопироксенитах молотовского комплекса в Хабаровинском аллохтоне. Комплекс представлен гомодромной серией: оливиновые клинопироксениты – горнблендиты – меланогаббро – гранитоиды, прорывающей гарцбургиты офиолитового комплекса, в центре аллохтона. Ранее показано, что структура и эволюция состава минералов в клинопироксенитах отражают процесс многостадийной полибарической кристаллизации расплава от высокомагнезиального оливина и хромдиопсида в начале до высокоглиноземистого амфибола и титаномagnetита в конце дифференциации [9]. Количество амфибола, его структурное положение и состав меняются в зависимости от того, какой стадии дифференциации соответствует клинопироксенит. В более магнезиальных клинопироксенитах доля амфибола не превышает первых процентов и он занимает интерстициальное положение. В более эволюционированных клинопироксенитах количество амфибола возрастает до 15–20 %, он формирует крупные пойкилокристы с многочисленными включениями зонального клинопироксена и идиоморфного титаномagnetита. Переход к горнблендитам с преобладающей долей амфибола в составе осуществляется через породы, содержащие амфибол и клинопироксен практически в равных количествах. В горнблендитах амфибол становится идиоморфным, а в межзерновом пространстве кристаллизуется ксеноморфный плагиоклаз в количестве до 10–15 об.%. На разных стадиях кристаллизации клинопироксенитов и далее при переходе к горнблендитам состав амфибола закономерно меняется. В клинопироксенитах амфибол имеет  $f=0.22–0.33$  и  $Al_2O_3=12–14$  мас.%,  $TiO_2$  около 1%, в клинопироксеновых горнблендитах –  $f=0.28–0.44$  и  $Al_2O_3=13–15$  мас.%,  $TiO_2$  1.3–1.5%, в горнблендитах –  $f=0.29–0.47$  и  $Al_2O_3=14–16$  мас.%,  $TiO_2$  около 2%. Суммарное содержание щелочей в амфиболе также возрастает в этом направлении. Это свидетельствует о тесной генетической связи клинопироксенитов и горнблендитов, что подтверждается и геохимическими данными. Так, амфибол-оливиновые клинопироксениты имеют более низкие концентрации РЗЭ, чем клинопироксеновые и плагиоклазсодержащие горнблендиты, но одинаковый с ними характер распределения. Клинопироксен и амфибол в клинопироксенитах имеют сходный характер распределения РЗЭ при более высоком уровне концентраций элементов в амфиболе, что является признаком кристаллизации амфибола из расплава, а не образования его в результате замещения пироксена [17].

Горнблендиты II-го типа представляют собой отделившиеся от ультраосновной матрицы поздние расплавы, формирующие самостоятельные интрузивные тела – жилы и дайки различной протяженности и мощности, секущие ультраосновные породы. Они широко развиты в Кытлымском, Светлоборском и Хабаровинском массивах. Жильные горнблендиты содержат ксенолиты ультрабазитов, фрагменты хромититов, титаномagnetитовых руд и метаморфических пород. Ксенолиты ультрамафитов испытывают высокотемпературное воздействие горнблендитов с образованием зональных реакционных кайм [2]. Так, ближняя к перидотиту зона сложена ортопироксеном, следующая представлена серпентином, после которого следует зона, обогащенная флогопитом. Воздействие горнблендитов на ультрамафиты проявляется и в закономерном увеличении железистости породообразующего оливина и хромшпинелида, от центра к краю ксенолитов, а также в росте содержаний глинозема в хромшпинелидах в этом же направлении.

Структура и минеральный состав жильных горнблендитов отражает их кристаллизацию из флюидонасыщенного расплава в окислительных условиях. Доказательством является присутствие в горнблендитах высокоглиноземистого клинопироксена с 6–12%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и низким  $\text{SiO}_2=42\text{--}47\%$  [14]. Он имеет признаки равновесной кристаллизации с амфиболом либо образуется позже его, совместно с минералами интерстициальной ассоциации. При высоком давлении воды в расплаве основного состава кристаллизация плагиоклаза блокируется и вместо него кристаллизуются амфибол и высокоглиноземистый клинопироксен.

Горнблендиты I-го и II-го типов имеют сходный химический состав, который определяется порообразующим амфиболом, количество которого в породах составляет 85–95%. Амфибол представлен паргаситом-магнезиогастингситом [13], с содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3=10\text{--}17$  мас.% и железистостью  $\geq 0.3$ . Изучение изотопного состава кислорода в амфиболах показало, что он соответствует мантийным +5.2 и магматическим +5.4...+6.6 меткам [15]. Изотопный состав водорода амфиболов находится в интервале 66–104‰, что отвечает значениям магматических флюидов и мантийных расплавов ( $\delta\text{D}=60\text{--}90\%$ ) [16].

Полученные данные свидетельствуют о магматическом происхождении горнблендитов, образовавшихся на заключительной стадии дифференциации клинопироксенитового расплава (аналогичного расплавам анкармитового типа), в процессе фракционирования оливин-клинопироксеновой котектики [9]. Кристаллизация остаточного расплава *in situ* приводит к формированию клинопироксенитов с разной долей амфибола, вплоть до пироксеновых горнблендитов. При отделении остаточных расплавов от ультраосновной матрицы, они формируют интрузивные тела горнблендитов и эволюционируют самостоятельно. Высокая насыщенность расплавов флюидом приводит иногда к взрывному характеру внедрения и формированию эруптивных брекчий с ксенолитами ультрамафитов, на которые горнблендитовый расплав оказывает высокотемпературное воздействие.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 13-05-00597, 13-05-96031 p\_урал\_a (РФФИ-Урал – Правительство Свердловской области) и инициативного проекта УрО РАН № 15-18-5-34.*

#### Литература

1. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала // Труды ИГЕМ АН СССР. № 65. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 319 с
2. Готтман И.А., Пушкарёв Е.В., Вилисов В.А. Реакционное взаимодействие перидотитов с флюидонасыщенными расплавами основного состава (на примере Хабарнинского массива) // Ежегодник-1997. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1998. С. 71–76.
3. Готтман И.А., Пушкарёв Е.В. Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах Урало-Аляскинского типа // Литосфера. 2009. № 2. С. 78–86.
4. Ефимов А.А. Высокотемпературный водный метаморфизм в Платиноносном поясе Урала: тектонический режим и метаморфические реакции // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 150–156.
5. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 479 с.
6. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского Университета, 1997. 327 с.
7. Попов В.С., Никифорова Н.Ф. Ультрамафиты, габброиды и титаномagnetитовые руды Качканара (Средний Урал): интегральная петрологическая модель // Геохимия. 2004. № 1. С. 15–32.
8. Тейлор Х.П., Нобл Дж.А. 20. Происхождение магнетита в зональных ультрамафитовых комплексах Юго-Восточной Аляски // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 151–171.
9. Феритатер Г.Б., Пушкарёв Е.В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 13–23.
10. Феритатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарёв Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.
11. Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1987. 179 с.
12. Irvine T.N. Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska: Geological Society of America Memoir. 1974. V. 138. 240 p.
13. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., and al. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. p. 219–246.
14. Onuma K., Akasaka M., Yagi K. The bearing of the system  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{--CaAl}_2\text{SiO}_6\text{--CaFeAlSiO}_6$  on fassaitic pyroxene // Lithos. 1981. V. 14. P. 173–182.
15. Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in mineralogy / Ed. J.W. Valley, H.P. Taylor, J.R. O'Neil. Mineral. Soc. of America. 1986. V. 16. 570 p.
16. Taylor H.P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Economic Geology. 1974. V. 69: P.843–883.
17. Tribuzio R., Tiepolo M., Vannucci R., Bottazzi P. Trace element distribution within olivine-bearing gabbros from the Northern Apennine ophiolites (Italy): evidence for post-cumulus crystallization in MORB-type gabbroic rock // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 123–133.

**СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЦИРКОНЕ КАК ИНДИКАТОР ПРОИСХОЖДЕНИЯ  
ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ГРАНАТИТОВ МИНДЯКСКОГО МАССИВА  
(ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Готтман И.А., Пушкарёв Е.В., Замятин Д.А.

*Федеральное бюджетное учреждение науки институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого  
УрО РАН, Екатеринбург, gottman@igg.uran.ru, pushkarev@igg.uran.ru, zamyatin@igg.uran.ru*

Циркон является одним из главных минералов-геохронометров [3, 6 и др.]. Значение циркона в геохронологических и изотопно-геохимических исследованиях в последнее время усилилось в связи с внедрением в практику локальных и экспрессных методов изучения вещества – SHRIMP и LA-ICP-MS. Однако методика выделения циркона для подобных исследований влечет за собой потерю информационной связи с его источником и, как следствие, невозможность четкого определения аутигенной или ксеногенной природы циркона или вероятности его техногенной ассимиляции. Одним из возможных способов избежать этой неопределенности и получить дополнительные сведения о происхождении циркона и его связях с вмещающей породой является изучение состава, законсервированных в цирконе включений.

Мы приводим результаты исследования минерального состава включений в цирконах из высокобарических гранатитов Миндякского лерцолитового массива, залегающего в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале [1]. Высокобарические гранатовые породы разного типа образуют блоки от первых сантиметров до первых метров в родингитовых брекчиях на контакте лерцолитов с полосчатой дунит-клинопироксенит-габбровой серией [2]. По химическому и минеральному составу гранатовые породы можно разделить на три типа: 1) пироповые вебстериты и пироп-оливин-шпинелевые вебстериты, 2) гранатовые метабазиты и гранатиты, 3) амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты.

Гранатиты на 80-90% состоят из красновато-оранжевого высококальциевого альмандин-пиропа  $\text{Gr}_{30}\text{Alm}_{70}\text{Py}_{20-30}\text{Ru}_{40-50}$ , образующего зерна размером до 1 см. Интерстиции сложены бурым высокоглиноземистым амфиболом. Породы обогащены рутилом, апатитом и цирконом, которые встречаются как в виде включений в гранате, так и в межзерновом пространстве. Размер зерен циркона достигает 1–1.5 мм. Форма зерен округлая. Цвет циркона медово-желтый. При родингитизации гранатитов во внешней зоне блоков циркон замещается пластинчатыми агрегатами бадделеита. Датирование цирконов U-Pb методом на SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по 10 точкам показало, что они кристаллизовались в узком возрастном интервале 408 млн лет – ядра и 399 млн лет – каймы [2]. Чтобы определить, соответствует ли этот возраст времени формирования высокобарических парагенезисов гранатитов, было проведено изучение минеральных включений в цирконе. Для этого к уже датированным цирконам было добавлено более 150 индивидуальных зерен разного размера, запрессованных в шашку и изученных на электронном сканирующем микроскопе Jeol 6390 и рентгеновском микроанализаторе Cameca SX100 для подтверждения их структурной и вещественной идентичности (морфология, CL) с датированными цирконами.

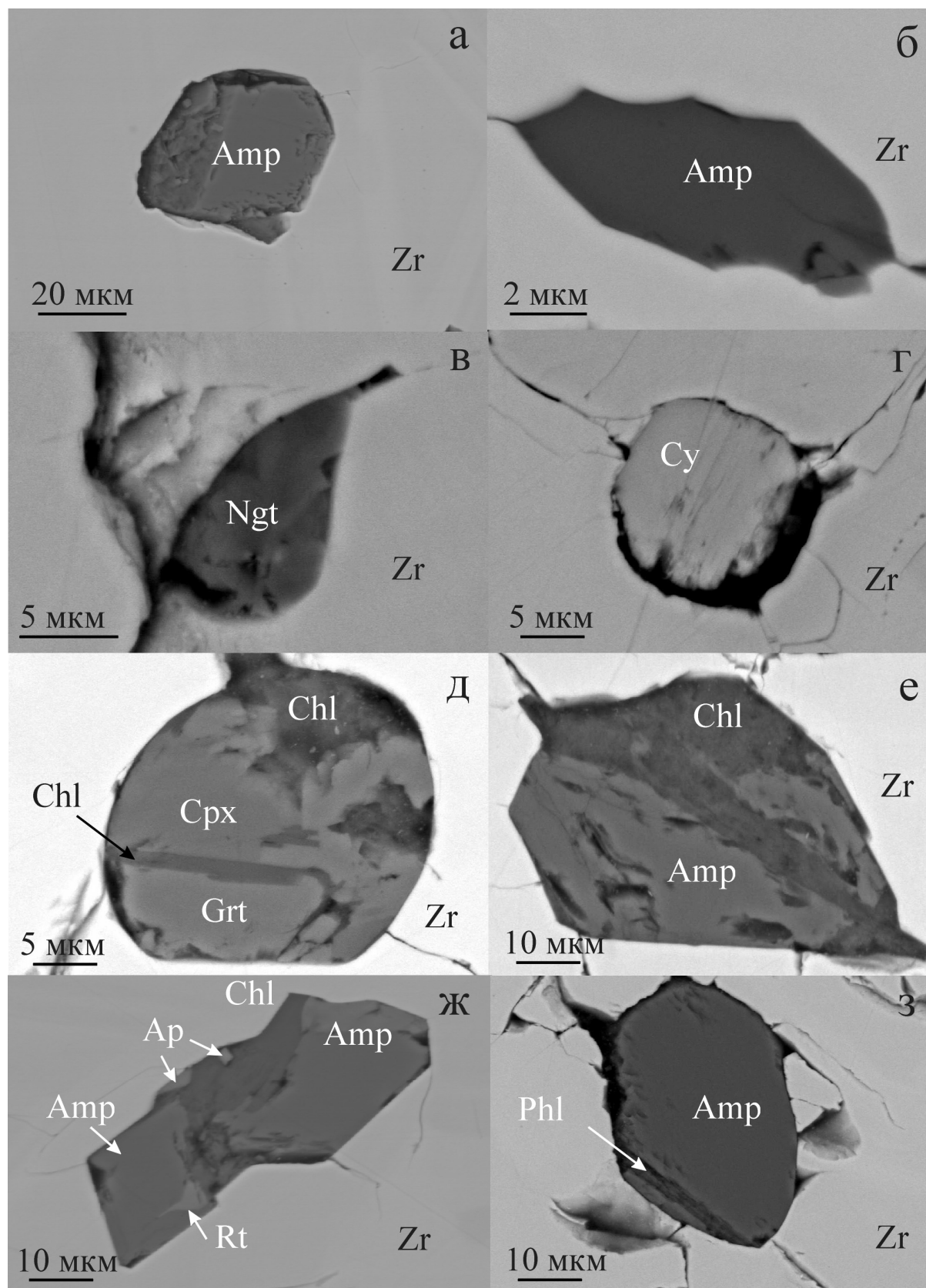
Установлено, что примерно 15–20% цирконов из выборки содержат мономинеральные и полиминеральные включения. Среди мономинеральных включений определены амфибол, ниигатоит, кимрит. В составе полиминеральных включений установлены амфибол, клинопироксен, флогопит, рутил, ильменит, гранат, хлорит и др.

Среди мономинеральных включений резко преобладает амфибол. Он имеет собственную форму, свидетельствующую о захвате кристаллов растущим цирконом, иногда граничная поверхность амфибола и циркона указывает на их совместную кристаллизацию (рис. 1а, б). Амфибол характеризуется высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18\text{--}19 \text{ мас.}\%$  и  $f = 0.16\text{--}0.29$ , по классификации [4] соответствует паргаситу-магнезиогастингситу, и близок по составу амфиболу из гранатитов.

Ниигатоит – стронциевый аналог клиноцоизита  $\text{CaSrAl}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$ , образует мелкие, размером около 10–15 мкм, включения в цирконе (рис. 1в). Форма зерен неправильная. Содержание SrO достигает 15 мас. %.

Кимрит –  $(\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \times \text{H}_2\text{O})$  – образует включения, размером около 15 мкм в ядрах цирконов. Форма изометричная, близкая к гексагональной (рис. 1г). По составу он близок к кимриту, описанному в баритовых месторождениях Испании [5].

Полифазные включения в цирконах имеют округлую или сложную форму. По минеральному составу среди них можно выделить две группы: 1) амфибол-содержащие (рис. 1е-з) и 2) клинопироксен-гранат-хлоритовые (рис. 1д). В первой группе амфибол образует идиоморфные и субидиоморфные зерна, срastaющиеся с рутилом, с флогопитом и хлоритом (рис. 1е-з). Иногда в таких включениях отмечаются редкие, размером около 2-3 мкм, ксеноморфные зерна ильменита, пирротина, халькопирита, титанита и апатита. Амфибол соответствует паргаситу-магнезиогастингситу [4] и сходен по составу с амфиболом из гранатитов. С амфиболом часто срastается флогопит, образующий пластинчатые зерна размером 5–10 мкм. Он характеризуется низким титаном ( $\text{TiO}_2 \leq 0.6 \text{ мас.}\%$ ). Ильменит в ассоциации с амфиболом и флогопитом содержит до 4 мас. %  $\text{MgO}$ .



**Микрофотографии в обратно рассеянных электронах включений в цирконах из гранатитов Миндякского массива:**

а-г – мономинеральных; д-з – полифазных. Амфибол (Amp), апатит (Ap), гранат (Grt), кимрит (Cy), клинопироксен (Cpx), ниига-  
тоит (Ngt), рутил (Rt), флогопит (Phl), хлорит (Chl), циркон (Zr)

В клинопироксен-гранат-хлоритовых включениях клинопироксен характеризуется содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3=1.5\text{--}2.2$  мас.%, переменными содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}=0.1\text{--}0.6\%$  и  $\text{TiO}_2=0.1\text{--}0.4\%$ . Состав граната соответствуетgrossуляру, поэтому можно предположить, что сами включения отвечают родингитовому парагенезису и могут быть связаны этапом родингитизации гранатитов.

Состав включений в цирконах из гранатитов Миндякского массива, как мы предполагаем, отражает две стадии его кристаллизации. Первая, более ранняя, соответствует заключительному этапу формирования высокотемпературного и высокобарического парагенезиса гранатитов, когда происходи образование глиноземистого амфибола, Zr-рутила и ильменита, которые обнаружены в цирконе, в том числе и с признаками совместного роста. Вторая стадия соответствует кристаллизации циркона в начале родингитового процесса на его высокотемпературном этапе, когда происходит формирование клинопироксен-grossулярового парагенезиса. Вероятно, этой стадийности соответствуют полученные различия в 9–10 млн лет в возрасте ядер и кайм цирконов, что свидетельствует о высокой скорости эксгумации высокобарических пород, обеспечивающие сохранность ранних парагенезисов. На заключительной, низкотемпературной стадии родингитизации, при образовании хлоритовых парагенезисов циркон полностью замещается бадделейтом. Обнаруженные в цирконах включения бариевых и стронциевых минералов, таких как кимрит и нигатоит, могут свидетельствовать о том, что гранатиты являются высокобарическими метасоматическими породами, образовавшимися под воздействием флюидных потоков, отделившихся от субдуцируемой океанической плиты или с участием вещества морских осадков, вовлеченных в процессы плавления и метасоматоза в зоне субдукции.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 13-05-00597 и инициативного проекта УрО РАН № 15-18-5-34.*

#### Литература

1. Денисова Е.А. Внутренняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 2. С. 382–387.
2. Пушкарев Е.В., Рязанцев А. В., Третьяков А. А., Белова А. А., Готтман И.А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. 2010. № 5. С. 101–133.
3. Davis D.W., Williams I.S., Krogh T.E. Historical Development of Zircon Geochronology // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 145–481.
4. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., and al. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association, commission on new minerals and mineral names// Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. p. 219–246.
5. Moro M.C., Cembranos M.L., Fernandez A. Celsian. (Ba, K) – feldspar and cymrite from sedex barite deposits of Zamora, Spain // Canadian Mineralogist. 2001. V. 39. P. 1039–1051.
6. Parrish R.R., Noble S.R. Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS) // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 182–213.

## ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Гурьянов В.А., Диденко А.Н., Песков А.Ю.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск; e-mail: guryanov\_v@mail.ru*

В современной структуре юго-востока Сибирской платформы Батомгский мегаблок представляет собой выступ раннедокембрийского фундамента, ограниченный системой грабенообразных прогибов-авлакогенов и впадин [2]. Эта наиболее труднодоступная область Алдано-Станового щита (АСЩ) несёт в себе существенные пробелы в знаниях и представлениях об эволюции магматизма, метаморфизма и геолого-тектонической модели развития, поэтому в трактовке её стратиграфии и магматизма много дискуссионного.

Батомгский выступ фундамента – крупный тектонический блок, вытянутый в широтном направлении от р. Учур на западе до р. Челасин на востоке. Метаморфические образования блока расчленены на четыре свиты (снизу вверх): утукачанская, одолинская, маймаканская и чумиканская [2]. Первые три объединены в батомгскую серию. Считалось, что метаморфизм пород батомгской серии соответствовал амфиболитовой фации, а чумиканской свиты – зеленосланцевой. Решениями IVMPCC [6] батомгская серия была отнесена к раннему архею, а чумиканская – к позднему. Изотопным датированием эти представления не были подкреплены. Значительную часть Батомгского выступа занимают разнообразные по составу интруз-

зии, которые на современных геологических картах и в корреляционных схемах магматизма отображены как образования раннеархейского возраста [2, 6]. Однако выполненные в последние годы геохронологические исследования «раннеархейских» магматических комплексов продемонстрировали, что они имеют раннепалеопротерозойский возраст [3, 5]. С 1988 по 1998 гг в пределах Батомгского выступа и структур его обрамления были проведены крупномасштабное картирование и АГСМ-съёмка, которая сопровождалась бурением. В итоге получен новый фактический материал, существенно меняющий ранее сложившиеся представления по геологии раннего докембрия. Полученные в ходе этих работ датировки (Rb-Sr изохронные и K-Ar по биотиту) гранитоидов разных комплексов и вмещающих гнейсов также указывали на их палеопротерозойский возраст (1.9–2.3 млрд лет) [2]. Sm-Nd изотопными исследованиями А.Б. Котовым [4] установлено, что модельный возраст гнейсов осадочного происхождения омнинской, батомгской и чумиканской толщ – TNd (ДМ) составляет 2.1–2.2 млрд лет, а разнообразных по составу гранитоидов, прорывающих породы этих толщ, находятся в пределах 2.0–2.3 млрд лет. В строении Батомгского выступа большую роль играют магматические образования четырёх комплексов: джагдаканский кварцевых диоритов, хоюндинский плагиогранитовый, кондёрский дунит-клинопироксенит-габбровый и тыгыматский лейкогранитовый [2]. Наиболее широкое развитие имеют гнейсовидные плагиограниты хоюндинского и кварцевые диориты джагдаканского комплексов. Они слагают массивы разной величины, а также множество мелких тел. Контакты таких интрузий с метаморфитами часто расплывчатые, постепенные, нередко представляющие собой зоны мигматитов. В них наблюдаются многочисленные ксенолиты и шширообразные обособления, имеющие «теневой» облик и представляющие собой реликты пород основного состава и гнейсов. В современных схемах магматизма АСЦ джагдаканский комплекс сопоставляется с токсско-алгоминским (2.76 млрд лет), а хоюндинский – с древнестановым (2.65 млрд лет) комплексами позднего архея Джугджуро-Становой гранит-зеленокаменной области [2, 6].

*Джагдаканский комплекс* представлен гнейсовидными и массивными кварцевыми диоритами, гранодиоритами, диоритами, реже плагиогранитами, преимущественно биотит-амфиболовыми. Минеральный состав: плагиоклаз № 30–34 (50–75%), роговая обманка (до 15%), биотит (1–10%), кварц (3–15%), спорадически клинопироксен и микроклин (0–5%). Акцессорные и рудные минералы: магнетит, ильменит, апатит, рутил, гематит, циркон, перовскит, гранат. U-Pb датированием по циркону установлен возраст диоритов –  $2062 \pm 14$  млн лет [5]. Эти породы претерпели метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации –  $1920 \pm 8$  млн лет назад [5].

В составе *хоюндинского комплекса* преобладают плагиограниты, значительно реже встречаются гранодиориты, граниты и кварцевые диориты. Гнейсовидные плагиограниты участвуют в строении многих массивов, часто вместе с кварцевыми диоритами, а также слагают самостоятельные тела. Минеральный состав (в %): олигоклаз № 22–28 – 50–75, кварц – 30–50, биотит – 1–10, амфибол до 5, мусковит до 3, редко микроклин до 10. Акцессорные и рудные минералы аналогичны таковым в джагдаканском комплексе. По данным U-Pb локального метода SHRIMP-Pb возраст гранодиоритов и плагиогранитов составляет  $2053 \pm 11$  и  $2057 \pm 9$  млн лет соответственно. Для плагиогранитов по 23 точкам построена дискordia с верхним пересечением  $2053 \pm 8$  млн лет. Следовательно, есть все основания принимать полученное значение  $2053 \pm 8$  ( $\pm 11$ ) млн лет в качестве достоверной оценки времени образования комплекса. Генезис гнейсовидных кварцевых диоритов и плагиогранитов обусловлен процессами гранитизации и палингенеза. Наличие на отдельных участках резких контактов этих пород с метаморфитами батомгской серии можно объяснить разогревом и частичным плавлением субстрата в условиях ультраметаморфизма и последующим локальным перемещением расплавленных масс. Сходный вещественный состав, идентичные структурное положение и особенности строения интрузий, а также характер взаимоотношения пород и изотопно-геохронологические данные свидетельствуют об одновременности их образования. Петрохимические особенности хоюндинских и джагдаканских метаморфитов и вмещающих метавулканитов среднего и кислого состава батомгской серии, указывают на то, что они представляют собой «единый исходный вулканоплутонический комплекс Батомгской гранит-зеленокаменной области» [5].

*Кондёрский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс* изучался многими исследователями. Породы комплекса образуют мелкие линзо- и пластообразные тела и интрузии (изометрично-округлой формы в плане) клинопироксенитов, габбро, перидотитов, дунитов и серпентинитов среди метаморфитов батомгской серии и гранитоидов джагдаканского и хоюндинского комплексов. Первоначально они были объединены в самостоятельный левочумиканский комплекс. В современных схемах стратиграфии и магматизма [2] эти образования отнесены к кондёрскому комплексу раннепалеопротерозойского возраста, хотя их возраст до сих пор достоверно не установлен. Полученные для пород Кондёрского массива многочисленные K-Ar определения дают позднемезозойский возраст, но крайне противоречивы, и часто не соответствуют геологическим взаимоотношениям. Не дают ясности Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Re-Os изотопные определения. Более однозначно присутствие в терригенных толщах кондёрской свиты среднего мезопротерозоя, вокруг Кондёрского массива, зерен хромита (по химизму полностью соответствующего хромитам массива), а также кластогенной платины

[2]. Rb-Sr изохронный возраст субщелочных лейкогранитов, прорывающих ультрабазиты массива –  $1580 \pm 20$  млн лет [2]. Бимодальное распределение U-Pb возрастов «древних» цирконов из дунитов массива [1],  $T_1 = 2473 \pm 21$  и  $T_2 = 1885 \pm 52$  млн лет (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ, по 14 зёрнам), может свидетельствовать о палеопротерозойском возрасте протолита коры (2.47 млрд лет) и вероятно ультрабазитов Кондёрского массива (1.89 млрд лет).

Приведенные геологические и изотопные U-Pb данные свидетельствуют, что изученные хоюндинские плагиограниты и джагдаканские кварцевые диориты (ХДГ) представляют единый разновозрастной раннепалеопротерозойский гранитоидный комплекс Батомгской гранит-зеленокаменной области. По химическому составу эти породы относятся к магнезиальным, высокоглинозёмистым, реже метаглинозёмистым гранитоидам известково-щелочной серии. На диаграммах ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) –  $\text{SiO}_2$  они попадают в поле низкощелочных пород и при значительных вариациях  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  принадлежат к низкокалиевой группе. Средний состав этих пород (кроме  $\text{K}_2\text{O}$ ) близок составу архейских пород ТТГ ассоциации.

Отличительными особенностями ХДГ являются низкие содержания большинства редких элементов и TR. На спайдердиаграмме «хондрит – порода» обращает на себя внимание отсутствие Eu аномалии в ХДГ, что характерно для слабо дифференцированного источника. Значительные превышения лёгких TR над тяжёлыми от 13.89 до 16.47 по сравнению с 9.54 для верхней континентальной коры, и отношение  $\text{La}/\text{Yb}$  – от 17.5 до 35.0 свидетельствуют о получении этих гранитоидов за счёт плавления нижней континентальной коры существенно основного состава и в значительной мере деплетированной. Нанормализованных по составу примитивной мантии ХДГ – отчетливый отрицательный тренд в сторону тяжелых элементов и почти мантийные содержания Ti, Dy, Yb и Lu. Отрицательные Nb, Ti, Zr, Rb и P и положительные Ba, U, Pb и Sr аномалии могут свидетельствовать о выплавлении ХДГ из источника связанного с процессами субдукции и имеющего мантийные метки. В целом ХДГ обнаруживают сходство с гранитоидами субдукционных обстановок, от которых отличаются более низкими содержаниями тяжелых TR. Спектры распределения TR и редких элементов, нормированных по отношению к хондриту и составу примитивной мантии, свидетельствуют, что в случае ХДГ мы имеем дело с гранитоидами I- или M- типа, образованных в надсубдукционной обстановке. На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса они попадают в поле гранитоидов вулканических дуг. Все вышеперечисленные характеристики ХДГ свидетельствуют о том, что они принадлежат известково-щелочной серии и формировались в геодинамической обстановке активной континентальной окраины невадийского типа по Л.В. Таусону.

В геологическом плане полученный результат имеет несколько следствий. Во-первых, очевидно, что тектономагматическая эволюция Батомгского блока требует кардинального пересмотра. Основные тектонические события в его пределах, по всей видимости, связаны с ранним палеопротерозоем, а выделяемые здесь «древнейшие» комплексы не могут сопоставляться с их «аналогами» западных районов АСЦ. Полученная с большой точностью оценка возраста надсубдукционных гранитоидов на рубеже 2.05 млрд лет является практически единственным доказанным свидетельством проявления раннекарельских тектонических событий на восточной окраине АСЦ.

## Литература

1. Баданина Ю.И., Малич К.Н. Полихронный возраст цирконов в дунитах Кондёрского массива (Алданская провинция) / Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. 4–6 июля 2012 г. Москва, ИГЕМ РАН, 2012, с. 49–52.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53-Нелькан. Гл. ред. Г.В. Роганов. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2014. 472 с.
3. Гурьянов В.А., Зеленугин В.Н., Бережная Н.Г. и др. Новые данные о возрасте раннедокембрийских гранитоидов хоюндинского комплекса Батомгского выступа (восточная часть Алдано-Станового щита) / Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. 4–6 июля 2012 г. Москва, ИГЕМ РАН, 2012, с. 120–122.
4. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования коры Алданского щита: автореф. дисс. в виде научн. докл. на соискание уч. ст. д.г.-м.н. СПб: ИГГД РАН, 2003. 78 с.
5. Мишкин А.М., Ленников А.М., Баянова Т.Б. и др. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов Батомгского блока Алданского щита. // Тихоокеанская геология, 2010, т.29, с. 45–49.
6. Решения IV МРСС по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с. (схемы 1–3).



## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМАМОРФИЗМА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД ОЛОКИТСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Демина Л.И., Исаков М.А., Промыслова М.Ю.

*Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, lidem06@rambler.ru*

Олоkitская структурно-формационная зона, известная в литературе также как Олоkitский грабен, Олоkitский прогиб, представляет собой линейную (15–30) X 250 км структуру в составе Байкало-Патомского нагорья. На северо-западе она отделена Абчадским разломом от раннедокембрийских образований Чуйской глыбы фундамента Сибирской платформы и позднерифейских отложений Байкало-Патомской зоны, а на юго-востоке ограничена Чая-Нюрундуканским разломом, по которому контактирует с Байкало-Муйским поясом [4]. Зона сложена рифейскими терригенными отложениями и вулканитами бимодальной серии. Базальный горизонт разреза зоны представлен высокоглиноземистыми сланцами, которые являются продуктами переотложенной коры выветривания раннепротерозойских толщ фундамента Сибирской платформы [2].

Нами изучались высокоглиноземистые метаморфиты нижней тыйской свиты олоkitской серии, развитые в междуречье Абчады и Олоkitа в правом борту р. Охталокит на участке, примыкающем к Абчадской зоне разломов, которая, согласно А.Н. Булгатову и др. [1], представляет собой систему левых сдвигов. С востока на запад в полосе около 2 км наблюдается смена гранат-биотит-мусковитовых кварцито-сланцев гранта-ставролитовыми, а в непосредственной близости к зоне разлома встречаются биотит-гранатовые плагиогнейсы. В самой зоне разлома развиты милониты и бластомилониты, образующие протяженные полосы по породам как тыйской свиты, так и чуйской серии. Детальное изучение химического состава гранатов, биотитов, ставролитов, мусковитов и хлоритов из метаморфитов позволило рассчитать тренды изменения температур и давлений и проследить их эволюцию в процессе метаморфизма.

Хорошо известно, что отдельные стадии роста гранатов, зафиксированные в их внутренних структурах, отражают не только термодинамические, но тектонические условия метаморфизма [7]. В гранатах из биотит-гранатовых плагиогнейсов ( $\text{Gr}+\text{Bi}+\text{Pl}+\text{Q}\pm\text{Kfs}\pm\text{Chl}$ ) отчетливо выделяются три зоны (рис. 1: А, Б). Внутренняя «мусорная» зона (1) содержит множество включений кварца, биотита, альбита, анортита, эпидота, хлорита, апатита, циркона, рудных минералов, что свидетельствует об очень быстром росте граната на начальной стадии, во время которой гранат захватывал тонкозернистый материал. Внешняя «мусорная» зона (2) содержит только многочисленные включения кварца и ильменита. Чистая краевая зона (3) шириной около 25–30 микрон практически лишена включений. Микрозондовое профилирование граната указывает на довольно сложный характер зональности граната, что свидетельствует о неравномерности процесса метаморфизма, его стадийности и смене термодинамических условий в процессе роста граната (рис. 2, обр. 23).

В ставролит-гранатовых сланцах ( $\text{Gr}+\text{Stav}+\text{Musk}+\text{Bi}+\text{Q}\pm\text{Pl}\pm\text{Chl}$ ) выделяются две генерации гранатов: крупные (2–4 мм) хорошо ограненные зональные кристаллы с включениями кварца в центральных частях и мелкие (до 0,1–0,3 мм) кристаллики без включений, близкие по химическому составу к внешней зоне гранатов первой генерации. В крупных гранатах отчетливо выделяются две зоны. Внутренняя зона содержит многочисленные вытянутые включения кварца, ориентировка которых подчеркивает структуру «снежного кома» (рис. 1: В-Д). Это свидетельствует о том, что быстрый рост граната на этой стадии сопровождался его вращением, происходил при интенсивных сдвиговых деформациях и возрастании РТ условий метаморфизма (рис. 2: обр. 21, 22). Во внешней зоне включения кварца практически отсутствуют, рост граната происходит в относительно спокойной тектонической обстановке. Согласно Р. Мейсону [7] эта стадия отражает режим региональной тектонической инверсии.

Структуры вращения фиксируются также и в гранатах из биотит-гранат-мусковитовых кварцито-сланцев ( $\text{Bi}+\text{Gr}+\text{Musk}+\text{Chl}+\text{Q}$ ) с той разницей, что они подчеркнуты изогнутыми ориентированными зернами ильменита (рис. 1, Е), а включения кварца практически отсутствуют. Неправильная форма граната с зазубренными краями (рис. 1, Ж) связана с последним этапом роста кристаллов, когда гранат частично развивается по стыкам зерен основной массы породы. Степень метаморфизма кварцито-сланцев более низкая, чем у предыдущих типов метаморфитов (рис. 2: обр. 18, 17).

В бластомилонитах ( $\text{Bi}+\text{Gr}+\text{Musk}+\text{Chl}+\text{Q}$ ) гранаты раздроблены, растащены, вытянутые обломки ориентированы по сланцеватости (рис. 1, 3). В отдельных зернах намечается обратная зональность с уменьшением магнетиальности от центров зерен к их краям. Это свидетельствует об их перекристаллизации на фоне снижающихся РТ параметров метаморфизма (рис. 2, обр. 19).

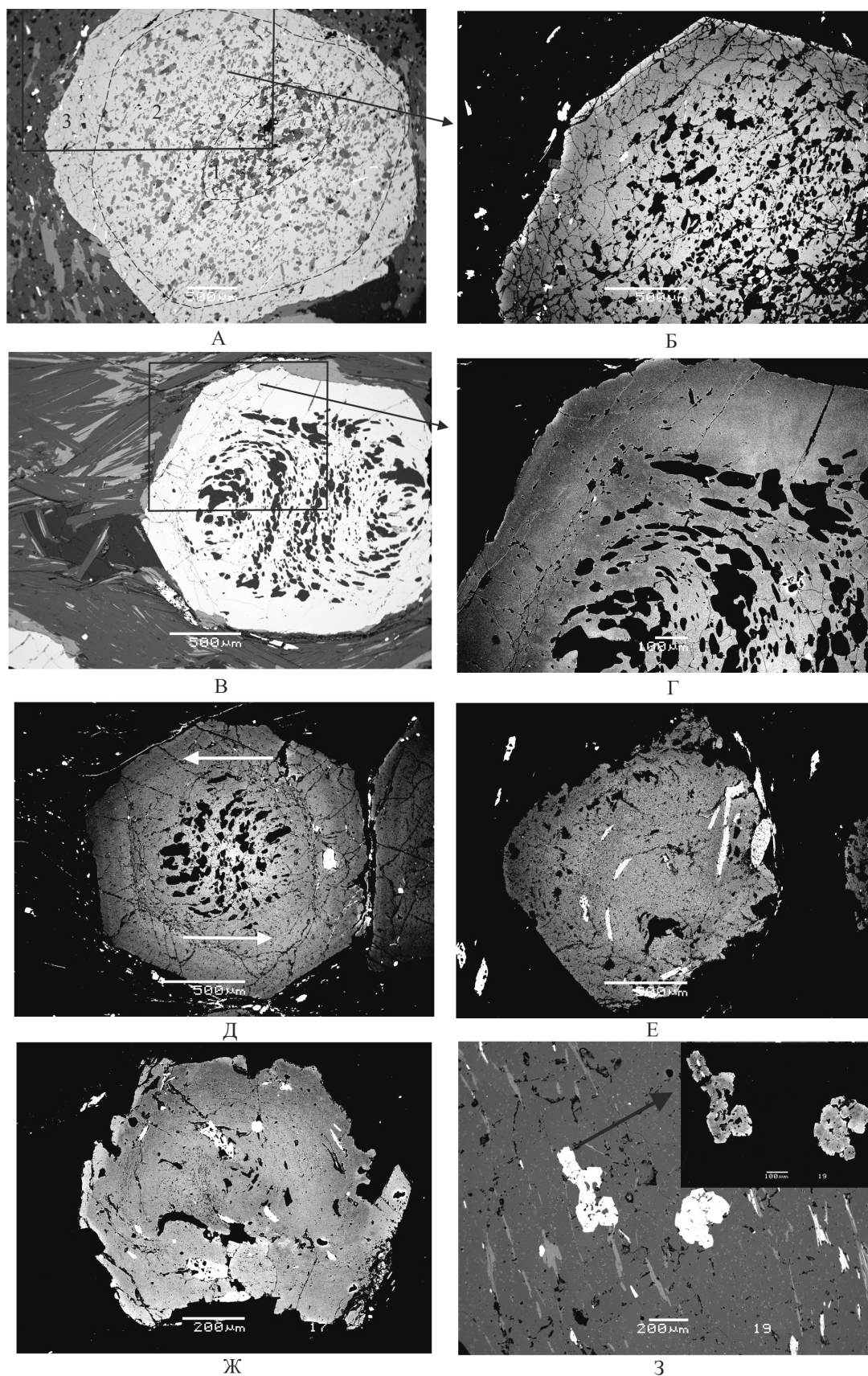


Рис. 1. Гранаты из высокоглиноземистых метаморфитов Олоkitской зоны.  
Изображения в отраженных электронах. Объяснения см. в тексте

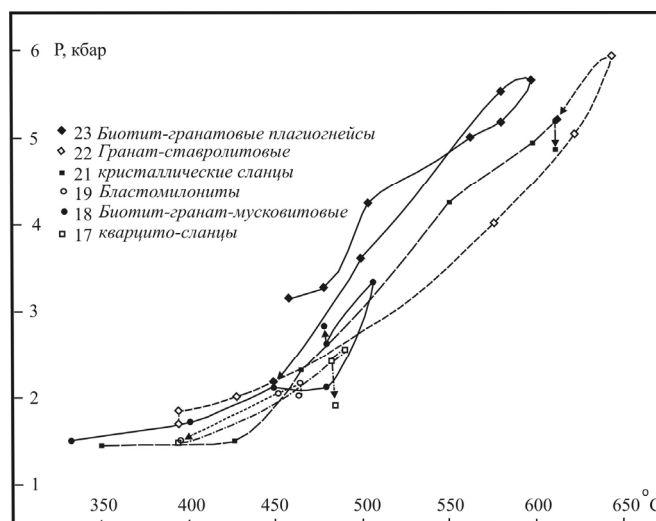


Рис. 2. РТ тренды метаморфизма высокоглиноземистых пород Олоkitской зоны. Температура и давление рассчитывались методами Л.Л. Перчука [3]

Рассчитанные РТ тренды метаморфизма показали их сложный характер, отражающий изобарический разогрев, левостороннюю (anticlockwise) траекторию на ранних этапах, а после тектонической инверсии – изотермическую декомпрессию и правостороннюю траекторию (clockwise). Подобный тип эволюции РТ условий метаморфизма характерен для зон латерального растяжения коры [5, 6, 8]. Таким образом, в Олоkitской зоне метаморфизм протекал в условиях сдвиговых деформаций при растяжении (транстенсии) в обстановке континентального рифтогенеза, что хорошо согласуется с геологическими данными. Впоследствии на завершающемся этапе метаморфизма режим растяжения сменился сжатием.

#### Литература

1. Булгаков А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф. и др. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. Улан-Уде: БФ СО РАН, 2003.
2. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П. и др. Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 714–722.
3. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 318 с.
4. Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др. Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2007. № 1. С. 20–41.
5. Скляр Е.В., Гладкоуб Д.П., Донская Т.В. и др. Метаморфизм и тектоника. М.: ИНТЕРМЕТ ИНЖИНИРИНГ, 2001. 215 с.
6. Федькин В.В. Особенности эволюции метаморфизма в различных геоструктурных зонах земной коры // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Мат-лы Второго Всерос. Петрограф. совещ. Т. I. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2000. С. 213–215.
7. Mason R., Longkang S. Metamorphic Geology. Wuhan.: CUG Press, 2007. 153 p.
8. Thompson A.B., Ph. C. England. Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism. II: Their Inference and Interpretation using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks // J. Petrology. 1984. V. 25. № 4. P. 929–955.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА НА ОСНОВЕ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА

Денисова Ю. В.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Гранитоиды на Приполярном Урале залегают преимущественно среди доордовикских образований. Геологическое положение некоторых гранитоидных массивов и полученные для слагающих их пород древние реликтовые датировки, указывают на реальность проявления магматизма в допозднерифейское время. При этом не исключается раннепротерозойский возраст гранитоидов, пространственно связанных с метаморфитами няртинского гнейсо- мигматитового комплекса [3].

Для выяснения геодинамических условий становления гранитов Приполярного Урала были изучены типохимические и типоморфические акцессорного циркона Бадьянского, Яротского, Кожимского и Николайшорского гранитных массивов [1, 2]. Цирконы синпетрогенной группы представлены несколькими морфологическими типами.

**Первый морфологический тип** – бесцветный прозрачный короткопризматический циркон. Габитус кристаллов обусловлен развитием призмы (110) и дипирамиды (111). Размер кристаллов – 0,05–0,25 мм. Коэффициент удлинения – 0,6–1,2. Поверхность граней гладкая, блестящая. Внутреннее строение зерен характеризуется наличием 2–3 зон. Содержание цирконов первого типа оставляет 60–70 % (85–95 % для Кожимского массива) от общего объема этого минерала в породе.

Темно-коричневый короткопризматический прозрачный циркон выделен во **второй морфологический тип**. Развита грани (100), (110), присутствует (111) дипирамида. Размер таких кристаллов – 0,1–0,25 мм. Коэффициент удлинения – 0,8–1,3. Внутреннее строение, как правило, малозональное. Поверхность кристаллов гладкая, блестящая. Содержание цирконов второго типа в среднем 10–20 (25) % (1–5 % для Кожимского массива) от общего объема минерала в породе.

**Третий морфологический тип** составляют бесцветные прозрачные цирконы длиннопризматического габитуса. Размер кристаллов – 0,5 – 0,9 мм, коэффициент удлинения – 1,5–4,0 (3,0–7,0 – для цирконов Николайшорского массива). Габитус кристалла, обусловленный развитием граней (100), (110). Внутреннее строение отдельных кристаллов малозональное. Содержание циркона данного морфологического типа 10–15 % (1–5 % для Кожимского массива) от общего состава содержания минерала в породе.

**Четвертый морфологический тип** циркона встречается только в гранитах Бадьянского массива, Это темно-коричневый циркон длиннопризматического габитуса размером 0,6–0,8 мм с коэффициентом удлинения – 2,0–3,5. Поверхность гладкая, блестящая. Габитус кристалла обусловлен развитием граней (100), (110). Зерна циркона преимущественно малозональные. Содержание циркона данного морфологического типа 1–5 % от общего состава содержания минерала.

Гафний всегда присутствует в составе циркона и его содержание может служить индикатором для определения генерации минерала [3]. Отличительной особенностью поведения гафния является его постепенное накопление относительно циркония в процессе формирования породы. Так согласно (рис.) в каждом рассмотренном гранитном массиве четко прослеживается наличие трех генераций. По средней величине  $ZrO_2/HfO_2$  отношения можно определить последовательность кристаллизации каждого морфотипа акцессорного циркона. Так, для Бадьянского массива:  $II \rightarrow IV \rightarrow III \rightarrow I$  тип. В Яротском массиве так же к самой ранней генерации циркона относится  $III$  морфотип, к поздней –  $I$  морфотип.

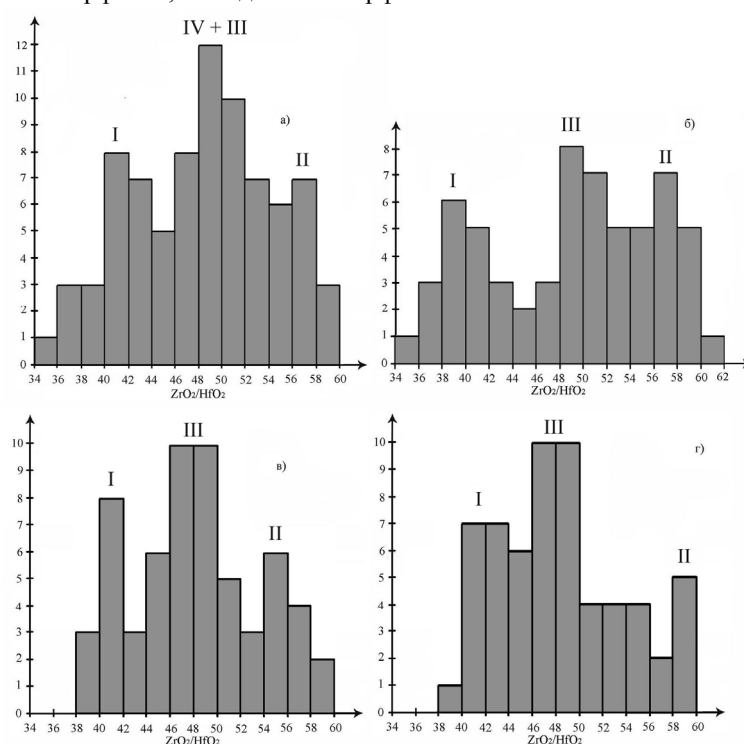


Рис. 1. Суммарное распределение частоты встречаемости  $ZrO_2/HfO_2$  соотношений в цирконах:

а) Бадьянского массива; б) Яротского массива; в) Кожимского массива; г) Николайшорского массива. I – первый морфотип; II – второй морфотип; III – третий морфотип; IV – четвертый морфотип

Для гранитов Кожимского массива наименьшее среднее содержание у II типа позволяет сделать вывод о ранней генерации этой разновидности циркона и соответственно образование циркона следующее: II → III → I тип. На начальных этапах формирования гранитов Николайшорского массива выделился циркон II типа, позднее произошло формирование циркона III типа, в завершающей стадии кристаллизовался циркон I типа.

Для определения температурного режима кристаллизации минерала и характера минералообразующей среды использовалась методика Ж.П. Пюпина и Г. Тюрко [6]. Так, согласно данной классификации, цирконы морфотипа D кристаллизуются при высокой температуре (I. T = 900 °C) и повышенной щелочности минералообразующей среды (I. A = 700). Цирконы, выделяемые в морфотипы P3, P4, P5 образуются при высокой температуре 750, 800, 850 °C, соответственно, и повышенной щелочности минералообразующей среды. Циркон типа F, по мнению выше названных авторов, так же свидетельствует о высокой температуре кристаллизации (I. T = 900 °C) и повышенной щелочности минералообразующей среды (I. A = 800).

Цирконы каждого выделенного морфотипа **Бадьяюского массива** по своей морфологии соответствуют трем типам (D, P3, P4, P5, F). Те же типы цирконов (D, P3, P4, P5, F) отмечаются и в **Яротском массиве**. В популяции акцессорного циркона **Кожимского массива**, кроме D, P3, P4, P5, выделяются и цирконы, относящиеся к J5 (I. T = 900 °C, I. A = 500), P2 (I. T = 700 °C, I. A = 700) морфотипам. В гранитоидах **Николайшорского массива** присутствуют D, J5, P3, P4, P5, дополнительно появляются R1, R2. Цирконы, форма которых обусловлена развитием граней (110), (111) и (311), кристаллизовались при 650 °C (R1, характерно соотношение: (110)>> (111) и при 700 °C; R2, (110)> (111)).

Так же установлено, что удлиненные кристаллы циркона образуются в кислой среде в условиях быстрого охлаждения, а дипирамидально-призматические – в условиях повышенной щелочности. Следовательно, III и IV морфотипы (удлиненные кристаллы циркона) образовались при пониженной щелочности среды в условиях быстрого охлаждения и тектонически спокойной обстановке. Первый и третий типы – при повышенной щелочности минералообразующей среды [2].

### Выводы

Для всех исследуемых нами гранитов общими являются цирконы трех первых морфологических типов. При этом во всех гранитах цирконы первого морфотипа являются преобладающими (содержание от 50 до 90 %). Это может указывать на близкие условия формирования рассматриваемых пород или заключительных фаз гранитообразования.

По типоморфологическим и типохимическим особенностям цирконов гранитные массивы разделяются на три группы: 1) Бадьяюский и Яротский массивы; 2) Кожимский массив; 3) Николайшорский массив. Кристаллизация цирконов Бадьяюского и Яротского массивов проходила при 750–900 °C и повышенной щелочности минералообразующей среды в условиях быстрого охлаждения и тектонически спокойной обстановке. Главное отличие – разделение цирконов Яротского массива только на три морфотипа (I, II, III), что может указывать на отсутствие или очень быстрое завершение начального этапа гранитизации, имевшего место при образовании пород Бадьяюского массива. Для Кожимского массива было выделено три генерации акцессорного циркона, при этом 80–90% монофракции минерала составляет незначительное содержание цирконов II и III типа, что, возможно, является следствием кратковременности начальных этапов формирования породы. Граниты Кожимского массива кристаллизовались при температуре 700–900 °C и повышенной щелочности минералообразующей среды. Согласно выявленным типам цирконов при становлении Николайшорского массива породы претерпели два главных температурных режимах (650–700 °C и 800–900 °C).

### Литература

1. *Денисова Ю.В.* Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, № 5, 2014. С. 9–16.
2. *Денисова Ю.В.* Особенности акцессорных минералов гранитных массивов Приполярного Урала // Геология европейского севера России (Труды Института геологии Коми научного центра УрО РАН, вып. 125). Сыктывкар, 2009. Сб. 7. С. 62–72.
3. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации. // Известия КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, 2011. Вып. 4 (8). С. 14–19.
4. *Pupin J.* – P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207–220.

МЕЗОЗОЙСКИЙ АДАКИТОВЫЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС  
ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ (РОССИЯ)

Дербеко И.М.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, e-mail: derbeko@mail.ru

Временной интервал поздняя юра – начало раннего мела в пределах рассматриваемой территории отмечен началом магматической активности, выразившейся в формировании пород кудикунчинского вулканического и магдагачинского плутонического комплексов.

Кудикунчинский вулканический комплекс впервые упоминается в работе [2]. Породы комплекса распространены незначительно. Они представлены трахириолитами покровной и субвулканической фаций с характерной рыжеватой окраской, низкой плотностью, обилием вторичных образований и характерной мелкопорфировой структурой. Порфировые выделения образованы плагиоклазами с высоким содержанием анортитовой составляющей (до андезина), а в субвулканических разновидностях – анортоклазом и железистым ортоклазом. Темноцветные минералы фактически, отсутствуют. Это высококалиевые породы, в сумме щелочей которых преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$  составляющая ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.2\text{--}1.6$ ), умереннощелочные ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 8.7\text{--}11.7$  мас.%) образования известково-щелочной серии, пералюминиевые ( $\text{ASI} = 0.97\text{--}1.13$ ), низкомagneзиальные, низкотитанистые. Вулканиды обогащены Ba, Rb, Th, K (г/т), но в них значительно снижены содержания Nb и Ta, при аномально низких концентрациях HREE, Y и Yb. Распределение REE в вулканидах сильно фракционированное:  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 13\text{--}28$  и характеризуется положительной аномалией Eu:  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 1.9\text{--}3.9$ .

Магдагачинский плутонический комплекс [1; 2; 4] представлен умереннощелочными гранитами, гранит-порфирами и лейкогранит-порфирами; редко – гранитами, гранит-порфирами нормального ряда и кварцевыми сиенит-порфирами. Они слагают крупные массивы, sill- или лополитообразные тела, положение которых в пространстве согласуется с дислоцированностью вмещающих стратифицированных образований от докембрия до юры. Петротипический Магдагачинский массив образован плитообразным телом с характерной структурной неоднородностью пород, которая выразилось в постепенном переходе от порфировых до равномернозернистых разновидностей, отражающих изменение глубины формирования массива. Петротипическими особенностями гранитоидов является наличие крупнопорфировидных структур, обусловленных выделениями калиевого полевого шпата размером до 10 см и дымчатого кварца; повышенная щелочность; наличие зональных плагиоклазов.

Гранитоиды магдагачинского комплекса это высококалиевые породы известково-щелочной серии, пералюминиевого ряда ( $\text{ASI}=0.6\text{--}0.8$ ). Характеризуются преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.35\text{--}1.81$ ), низкой магнезиальностью и умеренной титанистостью. Они также как и вулканиды обогащены Ba, Rb, Th, K, при пониженных содержаниях Nb и Ta и аномально низких концентрациях HREE, Y и Yb. Распределение REE в гранитоидах характеризуется слабо выраженной или положительной аномалией Eu:  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.77\text{--}1.23$  при значении соотношения  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 26.45\text{--}64.13$ .

Позднеюрский возраст гранитоидов –  $145\pm 5$  млн лет, вулканидов –  $147\pm 8$  млн лет установлен по результатам изотопных исследований Rb-Sr и K-Ar методами соответственно [2]. Но есть данные о более молодом времени их формирования:  $131\pm 3$  млн лет [сводка по 1]. Эти данные согласуются с определениями возраста (142–138 млн лет) подобных по геохимическим характеристикам гранитоидов, развитых в северном обрамлении восточного звена Монголо-Охотского пояса [3]. На основании этого высказывались предположения, что данные образования являются фациальной разновидностью верхнеамурского плутонического комплекса с возрастом 140–134 млн лет [5]. Но явные отличия гранитоидов этих двух комплексов устанавливаются по концентрациям в них редких и редкоземельных элементов. В гранитоидах магдагачинского комплекса при аномально низких содержаниях HREE (в г/т): Ho (0.10–0.22); Er (0.25–0.54); Tm (0.03–0.07); Lu (0.02–0.05), а также Y (3–6) и Yb (0.17–0.42) значение  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  более 26. Тогда как в породах верхнеамурского комплекса  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 10.42\text{--}19.17$ , а содержания HREE значительно повышены (рис. 1).

На классификационных диаграммах Sr/Y – Y [7] и  $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Yb}_n$  [8] фигуративные точки пород магдагачинского и кудикунчинского комплексов проецируются на поле типичных адакитовых серий мира (рис. 2).

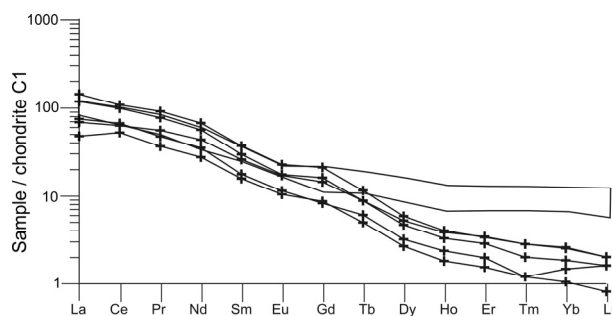


Рис. 1. Концентрации редкоземельных элементов в гранитоидах магдагачинского плутонического комплекса, нормализованные к составу хондрита по (Sun, McDonough, 1989). Сплошная линия: контур гранитоидов верхнеамурского комплекса

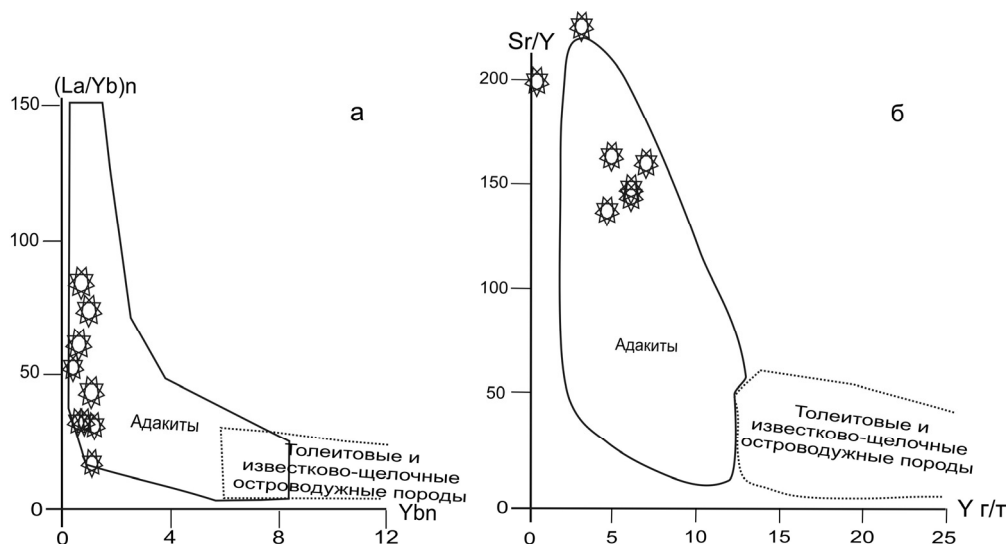


Рис. 2. Положение пород магдагачинского и кудикунчинского комплексов на диаграммах [6] и [7]

А на диаграммах соотношения петрогенных и редких элементов [9] и гранитоиды и вулканы попадают в поле высококремнеземистых адакитов (рис. 3).

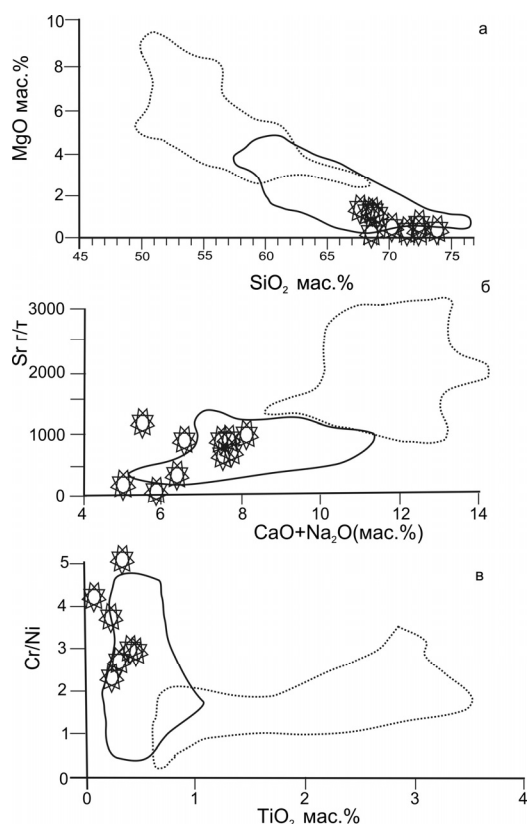


Рис. 3. Положение пород магдагачинского и кудикунчинского комплексов на диаграммах [8]

#### Литература

1. Геологическая карта Амурской области масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. Петрук Н.Н., Беликова Т.В., Дербеко И.М. Благовещенск: ООО «Амургеология». 2001. 227 с.
2. Козырев С.К. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Зейская. Листы N-51-XXIII,-XXIV,-XXIX,-XXX. СПб.: ВСЕГЕИ. 2002.

3. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Яковлева С.З. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2001. Т.9. № 4. С. 417–432.
4. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ЦТП ПГО "Дальгеология". 1990. 215 с.
5. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т.12. №6. С. 36–52.
6. Чжан Хун, Чжао Чуньцзин, Яо Чжень, Цюань Хэнь. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеанская геология. 2000. Т.19. №1. С. 109–117.
7. Defant, M.J., Drummond, M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. № 347. P. 662–665.
8. Martin, H. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust comparison with modern processes // Lithos. 1993. № 30. P. 373–388.
9. Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R. et. al. An overview of adakite-tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. № 79. P. 1–24.

## ГРАНИТОИДЫ ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ ОМОЛОНСКОГО ПАЛЕОМИКРОКОНТИНЕНТА К КОРЯКСКОМУ ПАЛЕООКЕАНУ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

Жуланова И.Л., Гагиева А.М., Третьякова Н.И.

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, [metamor@neisri.ru](mailto:metamor@neisri.ru)

1. Северо-Восток Азии (СВА) – гетерогенный треугольный геоблок, основание которого приключается к Сибирской платформе, а боковые стороны сопряжены с океанами: Тихим – через широкую транзиталь (границу активного типа), и Северным Ледовитым, чья пассивная окраина "взломана" Охотско-Ленской сейсмической зоной. Согласно господствующей парадигме, СВА располагается в области взаимодействия Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит. Сохраняет свое значение традиционное подразделение СВА на мезозойскую Верхояно-Чукотскую складчатую область (ВЧСО) и кайнозойскую – Корякско-Камчатскую (ККСО), каждая из которых включает широкий ряд соподчинённых таксонов. Специфика ВЧСО – присутствие «жёстких» элементов (массивы, поднятия, блоки), в которых обнажается дорифейский кристаллический фундамент (нижнеархейские супракрустальные мигматит-гранулиты, реже мигматит-амфиболиты, гранитизированные в раннем протерозое); типоморфным элементом ККСО являются офиолитовые пояса. Структуры ВЧСО ориентированы в целом на северо-запад (параллельно краю платформы), ККСО – на северо-восток (вдоль тихоокеанского побережья), что создает эффект торцового сочленения мезозой и кайнозой.

2. В глобальном масштабе СВА – это северо-западное звено Тихоокеанского тектонического пояса (ТТП), где мезозойды составляют внешнюю энсиалическую зону, кайнозойды – внутреннюю энсиматическую (эпиокеаническую). Исторически более ранняя точка зрения трактовала приокеанские структуры как результат деструктивно-конструктивных процессов, протекавших в конце мезозоя – кайнозое на окраине Северо-Азиатского кратона, более поздняя – как следствие позднемезозойско-кайнозойской аккреции к краю материка разнородных тихоокеанских террейнов. Г.Е. Некрасов пришел к заключению, что на западе Корякского нагорья – от восточного побережья п-ова Тайгонос до левобережья р. Анадырь – прослеживается серия блоков, представляющих собой фрагменты плато позднеархейско-среднепалеозойского Корякского океана, который был открыт на юго-запад, в обширный Палеоазиатский океан [6]. На восточно-азиатском побережье России переход от энсиалических структур к эпиокеаническим наиболее полно вскрыт на траверсе «Омолонский массив – восточное побережье п-ова Тайгонос». С геодинамических позиций это отвечает переходу от Омолонского палеомикроконтинента к Корякскому палеоокеану.

3. В мобилистских моделях СВА тектонические элементы с дорифейским гнейсовым фундаментом интерпретируются как обломки крупных кратонов, механически совмещённые со своим современным окружением ("кратонные террейны"). Однако детальный геолого-геохронологический анализ показал, что их тектонотип – Омолонский массив, в рифее и палеозое характеризовался высокой эндогенной активностью, чья специфика обнаруживает зависимость от особенностей фундамента [1]. Наиболее отчетливо в характере рифейско-палеозойского магматизма прослеживается влияние раннепротерозойской генерации гранито-гнейсовых



куполов, становлением которой в центральной части Омолонского микроконтинента (Юкагирская глыба Омолонского массива) завершилось формирование его континентальной коры [5].

4. В рифее и палеозое фиксируются два разнонаправленных процесса, обусловленных сохранявшейся тектонической активностью раннепротерозойских куполов. Она выражена, прежде всего, в их устойчивой тенденции к воздыманию, которая, со своей стороны, причинно связана с дефицитом масс и повышенным концентрацией радиоактивных  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ , U, Th, в раннепротерозойских метагенных гранитоидах (*верхнеомолонский* гранито-гнейсовый комплекс). Как следствие проявились, с одной стороны, процессы деструкции фундамента, с другой – его ремобилизации. **Деструктивные** процессы (разломообразование, динамометаморфизм, массовое внедрение базитовых даек, Fe-Mg-Ca метасоматоз), наиболее интенсивно протекали, согласно изотопным данным, около 1 млрд лет назад (рубеж среднего и позднего рифея), вслед за чем в пределах Юкагирской глыбы возникли первые осадочные бассейны, просуществовавшие здесь до конца среднего ордовика. **Ремобилизационную природу** имеют раннепалеозойские плутоны щелочносиенитового *анмандыканского* и гранитоидного *абкитского* комплексов, а также мощные субаэральные преимущественно кислые вулканы среднепалеозойской *кедонской* серии с сопутствующими интрузиями (граносиенитовый *булунский* и гранит-гранодиоритовый *альюрахский* комплексы). Многие аспекты взаимоотношений перечисленных магматитов остаются дискуссионными, но в целом геодинамические следствия их формирования очевидны: начиная с позднего ордовика, обширные очаги кислой магмы выступали фактором тектонического подъема и осушения Юкагирской глыбы. И подобно тому, как воздымание раннепротерозойских куполов, достигнув к позднему рифею некоторого максимума, породило деструкцию и начало накопления осадочного чехла, так восходящий режим, сопутствовавший в раннем и среднем палеозое большеобъемному кислому магматизму, в позднем палеозое выступил фактором возникновения по периферии Юкагирской глыбы приразломных прогибов с проявлениями мантийного магматизма (трещинные тела березовского габбро-перидотитового комплекса; базальты, трахибазальты, их туфы, известные в составе толщ среднего-позднего карбона, обрамляющих ареал распространения кедонской серии).

6. История Корякского палеоокеана прослеживается с позднего рифея [6]. Отсюда логически вытекает необходимость понять, насколько закономерно совпадение времени его зарождения с началом деструкции Омолонского палеомикроконтинента. Факт приуроченности обоих событий к гренвилльскому геотектоническому рубежу (ныне описываемому моделью «распада Родинии») переоценить трудно, однако в решении конкретной региональной задачи он, к сожалению, помочь не может, поскольку природа глобальных рубежей остаётся пока в числе «вечных вопросов» геологии. Наиболее оптимальный путь, очевидно – проследить, по возможности, направленность процессов корообразования в структурах, разделяющих ныне ядро Омолонского палеомикроконтинента и офиолиты восточного побережья п-ова Тайгонос, представляющие северо-западный край Корякского палеоокеана.

7. Траверс «Юкагирская глыба – восточное побережье п-ова Тайгонос» пересекает (1) Гижигинский прогиб, где отложения того же, что и в чехле Юкагирской глыбы, возрастного диапазона характеризуются преимущественно терригенным составом и на порядок большими мощностями, (2) Авековский кристаллический блок, (3) Тайгоносский отрезок позднемезозойской Кони-Танюерской складчатой системы, состоящий из серии узких тесно сближенных структурно-формационных зон северо-восточного простирания, выполненных мощными осадочно-вулканогенными толщами средней перми – раннего мела, и через крупнейший в районе Восточно-Тайгоносский гранитоидный массив выходит в зону офиолитов. В первых плито-тектонических реконструкциях сложное устройство территории, заключенной между Авековским блоком и офиолитами, объяснялось катастрофически быстрым приращением к подножию гипотетической континентальной окраины фрагментов островных дуг, развивавшихся в позднем палеозое – раннем мезозое где-то в Тихоокеане [4]. При составлении серийных легенд к новому поколению государственных геологических карт выявилась, напротив, вполне закономерная картина эволюции рассматриваемой территории, главным индикатором чего выступают меловые гранитоиды, внедрением которых завершилось развитие поздних мезозоид [2].

8. Для обсуждаемой проблемы важно, что совокупность гранитоидных массивов распадается на два параллельных ряда: Тайгоносский и Гижигинский, в каждом из которых относительно более древние раннемеловые комплексы (*восточно-тайгоносский*, *северо-тайгоносский*, *приохотский*) обнажаются в поднятиях (соответственно Южно-Тайгоносский антиклинарий и Авековский горст-антиклинарий), а относительно более молодые раннемеловые (*центрально-тайгоносский*) и ранне-позднемеловые (*гармандинский*, *пенжинский*) – в прогибах (соответственно Северо-Тайгоносский синклинарий и осевая часть Гижигинской зоны). Для поднятий характерна растянутость магматизма во времени, дискретность внедрения магм разной основности (габбро-плагиогранитная формация), их различная глубинность, разные скорости и способы продвижения к поверхности. В паузах между импульсами внедрения здесь фиксируются проявления динамотермального метаморфизма. Массивы, расположенные в прогибах, несут признаки длительной эволюции магм на глубине и последующего быстрого подъема. Они сложены гранитами, нередко субщелочными, кварцевыми монцонитами. Омоложение возраста гранитоидов в каждом из рядов в направлении с юго-востока на северо-запад

позволяет увязать формирование рассматриваемых комплексов с функционированием двух субпараллельно ориентированных магмаконтролирующих разломов, наклонённых под континент.

9. Фундаментом поздних мезозойид служила южная периферия Омолонского палеомикроконтинента, сложенная слабо гранитизированными парапородами гнейсово-амфиболитовой формации верхов нижнего архея, мощный разрез которой вскрыт на западном берегу Гижигинской губы [5]. Ей же принадлежат, по нашим данным, многокилометровые лентообразные ксенолиты слоистых метаморфических толщ, включённые в раннемеловые гранитоиды Восточно-Тайгоносского массива и диафторированные ими. Корякский палеоокеан на восточном побережье п-ова Тайгонос представлен двумя разновозрастными ассоциациями, которые в широком смысле могут быть определены как офиолитовые: предположительно раннепалеозойской и позднетриасово-юрской. Наиболее древние из этих образований отличаются своеобразием, позволяющем говорить о латеральной литолого-геохимической зональности Корякского палеоокеана близ его границы с Омолонским палеоконтинентом [3].

#### Литература

1. Гагиева А.М. Эндогенные события в позднедокембрийской и палеозойской истории Омолонского массива: сопоставление геологических и геохронометрических данных. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М.: РУДН, 2013. 27 с.
2. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б. Гранитоидные комплексы в складчатых зонах мезозойид к югу от Омолонского срединного массива: возраст и тектоника // Наука Северо-Востока России – начало века. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 82–86.
3. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б. Офиолиты полуострова Тайгонос в латеральном ряду зоны перехода от Омолонского палеоконтинента к Корякскому палеоокеану // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 200–203.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
5. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
6. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.

## ВОПРОСЫ КООБРАЗОВАНИЯ И МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА

Зинчук Н.Н.

*Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия),  
г.Мирный, nnzinchuk@rambler.ru*

Очень важным для древних платформ Мира является вопрос *возрастного становления кимберлитов* – главной ультраосновной породы, содержащей алмазы [1–5]. На ряде древних платформ мира (Африканской, Северо-Американской и др.) основными эпохами мощного кообразования и эндогенного рудообразования (в том числе и алмазоносного магматизма) являлись: ранний докембрий (4000–1650 млн лет), поздний протерозой (1650–570 млн лет), каледонский этап (570–400 млн лет), раннегерцинский (400–310 млн лет) и позднегерцинский (310–205 млн лет) этапы, киммерийский (205–137 млн лет), раннеальпийский (137–65 млн лет) и позднеальпийский (65 млн лет) этапы. Несмотря на то, что на Африканской платформе все эти временные интервалы являются промышленно алмазоносными, на Сибирской платформе (СП) практически значимыми признаются только среднепалеозойские кимберлиты и, с большими оговорками, триасовые. Во многом причина различной продуктивности территории СП связана с неодинаковой степенью изученности различных её частей, в частности западная половина региона исследована на алмазы очень слабо. Рассматривая по выделенным временным срезам-этапам процесс становления продуктивных магматитов в пределах СП, можно увидеть [4], что отдельные её части оказались в разные интервалы в различных *историко-минералогических провинциях* (ИМП), пространственное совмещение которых отражает миграцию кимберлитобразования в пространстве и времени. Историко-минералогическими провинциями мы [4] именуем площади континентов и океанических бассейнов Земли с массовыми проявлениями аккумуляций рудного и нерудного вещества, сформировавшегося в определённый историко-минералогический этап. Наиболее ранний *раннепротерозойский* эруптивный мантийный магматизм предполагается в центральной части *Алданской ИМП* по присутствию минералов-спутников алмаза и мелких ксенолитов экологитоподобных пород в песчаниках венда р. Джеконда. В пределах *Усть-Ленской ИМП* существуют некоторые признаки того, что северо-восток СП в раннем протерозое был областью алмазоносного магматизма. Вклад *рифейского этапа* и его авлакогенеза в алмазо-

ность СП определяющий, поскольку это было время формирования алмазоносных протолитов в центральных районах и поступления алмазоносного материала в верхние горизонты земной коры в периферических районах. Для рифея выделяют *Анабарско-Оленекскую, Ангарско-Тунгусскую и Алдано-Становую ИМП*. Наиболее древними рифейскими диатремами, выявленными в Анабарско-Оленекском регионе, являются тела вуланических брекчий в бассейнах рек Большая Куонамка и Хорбусунка. В Ангарско-Тунгусской ИМП с рифейским возрастом известны слабоалмазоносные кимберлиты Ингашинского (Окинского) поля Присяянского алмазоносного района. *Раннепалеозойский этап* отдельными исследователями считается временем «предрудной подготовки». Области проявления каледонского алмазоносного магматизма относятся к *Вилуйской и Анабарско-Оленекской ИМП*. Для *раннегерцинского этапа (средний девон-ранний карбон)* возрастны датировки имеются для трубок 12 кимберлитовых полей ЯАП. Выделяются раннегерцинские *Вилуйская, Анабарско-Оленекская и Ангарско-Тунгусская ИМП*. Основные поля среднепалеозойских кимберлитов расположены в центральной части платформы, ее *Вилуйской ИМП*. Однако появляется всё больше данных о среднепалеозойских алмазоносных диатремах Анабарской субпровинции. На юго-западе СП в пределах Ангарского кратона с возрастом консолидации 2,6 млрд лет выделяются следующие алмазоносные районы: *Присяянский, Чуно-Бирюсинский, Муромовский, Илим-Катангский, Нижне-Тунгусский и Тычанский*, перспективные на обнаружение высокоалмазоносных диатрем как среднепалеозойского, так и мезозойского возрастов. Потенциально алмазоносные и алмазоносные магматиты *позднегерцинского этапа (средний карбон-средний триас)* известны в *Анабарско-Оленекской и Ангарско-Тунгусской ИМП*. Позднегерцинские (310–200 млн лет) кимберлиты *Молодинского, Куойского, Куранахского, Лучаканского, Ары-Мастахского и Старореценского* относятся к Анабарско-Оленекской ИМП.

Следует подвергать тщательному анализу *геолого-тектоническую (структурно-тектоническую и геодинамическую)* позицию перспективных территорий [1–5], так как в сложных геологических условиях структурно-тектонические критерии могут иметь решающее значение при определении перспективности той или иной площади и стадийности проведения на ней дальнейших поисковых работ. В настоящее время прогресс в вопросах открытия новых кимберлитовых полей, их кустов и самих трубок в сложных условиях поисков на закрытых территориях невозможен без привлечения структурно-тектонических и геофизических предпосылок. Для получения сведений о структурно-тектонических особенностях региона и конкретных перспективных участков применяется комплекс *геофизических исследований*, включающий *гравиметрию и магнитометрию, сейсмические, электроразведочные и другие методы*. Выделенные и обработанные геофизические аномалии в большинстве случаев подвергаются геологической проверке для выяснения их природы. Особенно результативными эти методы были на начальных стадиях геолого-геофизических исследований на новых территориях. Важной задачей при прогнозно-поисковых работах на алмазы является наличие *дробной стратиграфической схемы* отложений и древних коллекторов, в составе которых установлены алмазы и их парагенетические минералы-спутники [3–5]. Основным методом поисков алмазных месторождений был, есть в большинстве геолого-поисковых обстановок и останется *минералогический*. В результате более чем 50-летних геологоразведочных работ на СП открыты уникальные месторождения алмазов, что позволило в очень короткие сроки создать мощную алмазодобывающую промышленность. Возрастание сложности решения геологоразведочных задач в центральной части платформы, а также расширение поисков за её пределами (Иркутская область и Красноярский край) повышают актуальность прогноза алмазоносности на территориях со сложным геологическим строением. Поскольку алмаз является главным минералом объекта поисков, представляется весьма важным привлечь к решению прогнозно-поисковых задач широкое разнообразие его типоморфных особенностей. В основных алмазоносных районах СП благоприятные палеогеографические условия для формирования мощных *кор выветривания* (КВ) существовали [3–5] в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. Выветриванию в этот период подвергались: терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя, долериты, туфы и туфобрекчии трубчатых тел, туфогенные образования корвунчанской свиты и кимберлиты. Продолжительность периодов корообразования, протекавших при теплом влажном климате и относительно хорошем дренаже территории, существенно влияет на мощность элювиальных толщ и, соответственно, на количество алмазов, высвобождающихся из этих толщ при их образовании, либо непосредственно на кимберлитах, либо в продуктах их ближнего перераспределения во вторичных коллекторах. Оценивая с этих позиций материалы о древних КВ на территории СП как в целом, так и в наиболее богатых алмазами Малообтубинском, Далдыно-Алакитском и Среднемархинском алмазоносных районах можно отметить, что в указанное время здесь существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования. Проведенный анализ материала по алмазоносности СП позволяет утверждать, что, несмотря на большой объем полученного за более чем полувековой период фактического материала есть ряд проблемных вопросов, решение которых будет способствовать повышению эффективности поисков алмазоносных кимберлитов. Важнейшим вопросом в этой проблеме является слабая изученность и освещенность геологических и тектонических аспектов локализации месторождений алмаза, которая в большей степени связана с недостаточностью наших знаний о строении и алмазоносности значительной части СП. В её пределах имеются площади россыпных узлов и

кимберлитовых полей, изученных десятками и сотнями тысяч скважин, в то время как западная часть и территории с широким развитием пород трапповой формации очень слабо изучены. Имеющиеся ныне неравноценные и неравномерно распределённые материалы позволяют различать два мегаэтапа в формировании алмазности СП. Ранний охватывает время от архея до рифея включительно, т.е. от появления собственно алмаза в недрах до первого его поступления в приповерхностные обстановки. Для мегаэтапа характерны полицентризм, тяготение к периферийным частям платформы и разнообразие транспортёров. Второй мегаэтап (средний палеозой-эоцен) отличался от первого пространственным расположением проявлений, моноцентризмом и преобладанием диатрем кимберлитов. Однако для реального решения практических прогнозно-поисковых задач в пределах СП, кроме поисков среднепалеозойских кимберлитов, следует акцентировать внимание и на другие эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма: раннепротерозойский, рифейский, раннепалеозойский, каледонский, раннегерцинский, позднегерцинский и киммерийский этапы. Имеются все основания ожидать развитие новых и совершенствования уже применяемых геофизических методов, что позволит с одной стороны уточнять на доступных глубинных геолого-структурные особенности территорий, выделять и выяснять природу геофизических аномалий. Эффективность стратиграфических построений на перспективных территориях во многом зависит от детальности построений и выделения толщ, обогащённых материалом из местных источников сноса (в том числе из кимберлитовых диатрем). В связи с этим следует усилить и расширить исследования типоморфных особенностей продуктов выветривания различных пород с целью более уверенной диагностики переотложенного кимберлитового материала в продуктивных осадочных толщах. Важнейшее направление – это изучение полигенеза алмазов с точки зрения типа и возраста их коренных источников. Нередко в россыпях встречаются алмазы, не характерные для кимберлитов данных территорий. Онтогенетический и типоморфный анализы первичных минералов кимберлитов в совокупности с методом морфогенетических рядов и парастерическим анализом позволяют реконструировать историю индивидуального развития объектов (минеральных индивидов, ассоциаций и ореолов), а также геологическую историю их развития.

#### Литература

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия, минералогия). Под редакцией О.А.Богатикова.-М.: МГУ. 1999.524 с.
2. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и Мира.-М.: Недра. 2000. 369 с.
3. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы.-М.: Недра, 2003, 603 с.
4. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырёв Л.Т. Историко-минерагенический анализ коренной алмазности Сибирской платформы.ТрудыНИИГеологии ВГУ, вып.64.-Воронеж: ВГУ. 2010. 100 с.
5. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н.,КрючковА.И. Коренные месторождения алмазов Мира.-М.:Недра, 1998, 555 с.

## АУТИГЕННЫЕ РАССЛОЕННЫЕ ИНТРУЗИИ КАК РЕЗУЛЬТАТ ДОКРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВА

Иванов О.К.

Уральский институт минерального сырья, г. Екатеринбург okivanov@gmail.com

Расслоенные интрузии – природные лаборатории петрогенеза, изучение которых привело к созданию ряда моделей их генезиса, из которых ведущая фракционная кристаллизация и гравитационная дифференциация базальтоидных магм, основанная на экспериментах и представлениях Н.Боуэна [1] и ее приложении к расслоенным интрузиям Уэйджером и Брауном [15 и др.]. Однако сейчас она не может объяснить ряда важных геологических фактов, что требует ее пересмотра и дополнения [5,10,16].

#### Доводы в пользу модели фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации

Согласно этой модели, после интрузии базальтоидной или ультраосновной магмы и формирования магматического очага начинается фракционная кристаллизация расплава в соответствие с рядом Розенбуша-Боуэна, в последовательности: оливин+лабрадор → энстатит+Ca-Na плагиоклазы → клинопироксены + Na-Ca-плагиоклазы → амфиболы + Na-плагиоклазы → слюды+КПШ+ кварц. Кристаллизация минералов сопровождается их гравитационным осаждением (оливины, пироксены) или всплыванием (плагиоклазы, нефелин. Конвекция расплава приводит к облегчению сортировки выделяющихся минералов. После кристаллизации интерстициального расплава образуются слои горных пород от дунитов в основании расслоенной серии до гранитоидов или щелочных пород в верхней части интрузии.

В пользу этой модели свидетельствуют слоистое строение интрузий, широкое развитие «кумулятивных» структур, ритмичность, минералогическая и скрытая слоистость, постепенная смена слоев, сложенных минералами с высокой плотностью, минералами со все меньшей плотностью, закономерное изменение состава и размерностей зерен минералов по разрезу [15 и др.]. Повторяемость слоев одного состава и ритмичность объясняется подтоком свежих порций расплава или ритмической кристаллизацией.

Для подтверждения этой модели привлекаются эксперименты Н.Л. Боуэна по кристаллизации оливинов и плагиоклазов, выводы о фракционной кристаллизации расплавов базальтов и характер структур горных пород расслоенных интрузий, интерпретированных как «кумулятивные», то есть испытывшие осаждение в расплаве. Эта идея получила массовое распространение и использована с небольшими вариациями для объяснения генезиса всех крупных и хорошо изученных аутигенных расслоенных интрузий [1, 11, 14–16 и др.].

### **Доводы против фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации**

1. Разработанное Н.Л. Боуэном [1] представление о фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации базальтоидных расплавов основанное на последовательной кристаллизации минералов в вулканитах и продуктах экспериментальной кристаллизации расплавов основного состава с последующей гравитационной отсадкой этих минералов, отчасти подтверждается для вулканитов и экспериментов, проводившихся в неравновесных условиях с большой скоростью охлаждения и кристаллизации. Однако, при медленной близравновесной кристаллизации в plutonic породах последовательность кристаллизации идет в другом направлении – не от акцессорных шпинелидов к оливину, энстатиту и клинопироксену, а от петрогенных минералов, сложенных преобладающими компонентами (катионами и анионными группами) к акцессорным минералам с низким содержанием слагающих их компонентов в расплаве или горной породе [8]. При этом, в зависимости от состава базальтового расплава первыми может кристаллизоваться не обязательно оливин, а часто клинопироксен или основной плагиоклаз.

2. В базальтах, маймечитах и пикритах первыми кристаллизуется не оливин, а хромшпинелид. Рассуждая в духе Боуэна, следует ожидать, что самый нижний слой осадка должен быть сложен хромитом, чего нигде не наблюдается. А в plutonic расслоенных интрузиях габброидного состава кристаллизация хромшпинелидов вообще невозможна из-за низкого содержания хрома в расплаве. Вместо него кристаллизуется титаномagnetит, в который хром входит в него изоморфно.

3. При кристаллизационной дифференциации невозможно образование мономинеральных и субмономинеральных пород широко развитых в расслоенных интрузиях. Опыты по осаждению кристаллов в жидкости показали, что при этом остается до 40 объемн. % пустот, которые должны быть заполнены расплавом иного состава [15]. Попытки объяснить образование мономинеральных слоев переплавлением оливинового и иного осадка, наталкиваются на проблему тепла, так как в кристаллизующейся породе происходит падение общего количества тепла и температуры. В результате переплавление осадка становится просто невозможным. Но даже в случае переплавления, мы вновь получаем породу не мономинерального, а полиминерального состава. А попытка объяснить образование мономинеральных пород диффузией катионов из верхних частей интрузии в интервале первых километров – представляется абсурдным.

4. «Кумулятивная структура» – не обязательно признак осаждения кристаллов. Это типичные гипидиоморфные структуры магматических пород, четко выраженные в ультрамафитах, хромититах, анортозитах и т. д., особенно характерны для пород с явной последовательностью кристаллизации минералов разного состава с заметным интервалом между температурами их кристаллизации. Такие же структуры наблюдаются в некоторых гранитах, ийолитах, нефелинолитах и т. д. Их присутствие в гранитах и гранитных пегматитах (мокрушит), кристаллизовавшихся из сверхвязкой гранитной магмы, где никакая гравитационная отсадка невозможна, исключают однозначную интерпретацию этих структур как кумулятивных.

5. Распределение минералов по разрезу расслоенных интрузий не коррелируется с порядком их кристаллизации при фракционной кристаллизации базальтового расплава.

6. Не подтверждается распределение минералов в расслоенных интрузиях в порядке их плотности. Плотности оливина, энстатита и клинопироксена примерно одинаковы, а плотность хромшпинелида много выше. При этом наиболее тяжелый титаномagnetит образует пласты не в нижней, а в средней и верхней частях расслоенных интрузий.

7. Предположение о конвекционных течениях в магматической камере использующихся как фактор, облегчающий осаждение минералов, не находит подтверждения, так как изучение многочисленных конкретных аутигенных интрузий не обнаружило их присутствия. Таким образом, использованная модель наталкивается на геологические факты, объяснить которые она не в состоянии.

### **Механизм докристаллизационной дифференциации расплава и доводы в его пользу**

Те факты, которые не может объяснить кристаллизационно-гравитационная модель, достаточно удовлетворительно объясняются с позиций докристаллизационной дифференциации расслоенных интрузий.

Согласно этой модели интрузия ультраосновного или основного расплава нормального, субщелочного или щелочного состава после формирования камеры подвергается докристаллизационному расслоению в жидком расплавленном состоянии на три главных зоны: ультраосновную, основную и кислую (или щелочную). Главную роль при этом играет гравитационное распределение катионов-модификаторов и сопровождающих их анионов-сеткообразователей по размеру и ионной плотности. При этом в нижней ультраосновной зоне преимущественно концентрируются катионы  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  и сопровождающие их анионы  $[SiO_4]^{4-}$ ,  $[Si_2O_6]^{4-}$ , в средней зоне  $Ca^{2+}$ ,  $Na^{1+}$  и анионы  $[Si_2O_6]^{4-}$  и  $[Al_2Si_2O_8]^{1-}$  и в верхней  $K^{1+}$  и  $Na^{1+}$  и анионы  $[(Al, Si)_{408}]^{1-}$  и  $SiO_2$ .

Кристаллизация расслоенного расплава начинается с нижних слоев и ведет к последовательному образованию дунита, затем бронзитового дунита, гарцбургита, бронзитита, меланократового норита. Кристаллизация хромитовых слоев – обычного члена ультраосновной части расслоенной серии обусловлена периодическим пересыщением ультраосновного расплава хромом, алюминием и железом, а накопление платиноидов и сульфидов с пересыщением этого же расплава Pt, Pd, Ni, Cu и S.

Кристаллизация средней зоны идет от клинопироксенитов к анортозитам анортитового и битовнитового состава, затем к лабрадорovým норитам и габбро-норитам. Избыточное накопление в расплаве Fe, Ti и V ведет к кристаллизации магнетитовых и титаномagnetитовых пород. Остаточный расплав в верхней части интрузии кристаллизуется в виде гранитоидов, а в случае исходного щелочного состава в виде ийолита, нефелинолита, сфенита, апатитита и т. д.

В пользу докристаллизационной дифференциации расплава свидетельствуют:

1. Невозможность образования мономинеральных и субмономинеральных пород (дунитов, бронзититов, клинопироксенитов, хромитов, анортозитов, титаномagnetитов, нефелинолитов, сфенитов, эгиринитов, арфедсонитов и т. д.) механизмом фракционной кристаллизации и гравитационной дифференциации.

2. Невозможность кристаллизации минералов из расплава по вулканическому варианту. В близравновесных плутонических условиях кристаллизации минералов подчиняется количественным соотношениям компонентов в расплаве и начинается с преобладающих петрогенных минералов и кончается акцессорными и суперакцессорными минералами [8].

3. Закономерная смена пород снизу вверх хорошо объясняется с позиций жидкостной докристаллизационной дифференциации, обусловленной гравитационным перемещением относительно мелких и более плотных катионов и анионов вниз и крупных относительно легких катионов и анионов вверх.

4. Эффект расслоения растворов и расплавов давно установлен экспериментально и подтвержден геологически [1, 13]. Хотя ряд авторов называли этот процесс ликвацией, при личном общении с А.А. Маракушевым выяснилось, что он и его соавторы имели в виду именно докристаллизационную дифференциацию.

5. Главная последовательность напластования пород и минералов коррелируется с ионной плотностью катионов и анионов в направлении снизу вверх в направлении  $Mg \rightarrow Mg \rightarrow Ca \rightarrow Na \rightarrow K$  и анионов  $[SiO_4] \rightarrow [Si_2O_6] \rightarrow [AlSiO_3] \rightarrow [Al_2Si_2O_8] \rightarrow [AlSi_3O_8] \rightarrow [SiO_2]$ .

### Проблема температуры при образовании дунитовых слоев

Наиболее сложным вопросом генезиса расслоенных интрузий является необходимость получения сверхвысокой (1600–1800 °C) температуры необходимой для образования и существования дунитового и бронзитового расплава [2, 4]. Поскольку температура расплава определяется энергией структурных элементов расплава, каковыми являются катионы и анионные группы, то, чем меньше размер атома или иона, тем он более энергетически активен и тем больший вклад дает в общую температуру расплава. Следовательно, при гравитационной отсадке наиболее плотных ионов должно происходить повышение температуры нижних частей интрузии, обусловленное активностью этих ионов, с 1200–1300 °C типичных для расплавов базальтового состава или 1400–1500 °C, характерных для расплавов пикритового состава до 1600–1800 °C необходимых для существования дунитового расплава [2, 6, 4].

### Выводы

Совокупность изложенных доводов показывает, что, докристаллизационный механизм образования аутигенных расслоенных интрузий наиболее просто объясняет их образование и объясняет ранее неразрешимые вопросы образования мономинеральных дунитовых, хромитовых, анортитовых и других слоев и концентрацию второстепенных, но промышленно важных компонентов.

Дифференциация ультраосновных и основных расплавов заключается в стремлении к экстремальному разделению вещества расплава с образованием «мономинеральных» вторичных расплавов, а затем пород такого же состава [6].

Фракционная кристаллизация в близравновесных плутонитах имеет другое направление кристаллизации и обусловлена не энергетическими причинами, как в неравновесных вулканитах, а концентрационными.

Механизм докристаллизационной дифференциации позволяет объяснить существование многофазных (Сарановская, Наусахи) и мультиплицированных расслоенных интрузий (Хибины) с разнообразными мономинеральными породами, а также многофазных интрузий типа островодужных концентрически-зональных комплексов дунит-габбро-норит-плаггиогранитного состава уральского типа (Платиноносный пояс Урала и др.) и платформенных щелочно-ультраосновных комплексов (Гулинская интрузия) [2, 3].

#### Литература

1. Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород. М.-Л. 1934. 324 с.
2. Иванов О.К. Расслоенные хромитовые ультрамафиты Урала. 1990.
3. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург, Уральский университет. 1997. 487с.
4. Иванов О.К. Проблема температуры при формировании дунитовых дифференциатов в расслоенных интрузиях/Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм. Метаморфизм, седиментогенез. Екб., ИГиГ УНЦ РАН.1999. С. 72–74.
5. Иванов О.К. Критика некоторых оснований теории Боуэна// Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Сыктывкар.2000. Т.1. С. 94–96. (Материалы П Всероссийского петрограф. сов.).
6. Иванов О.К. Экстремальная дифференциация базальтоидных магм в расслоенных интрузиях// Урал. геол. ж., 2003, №5 (35). С. 33–46.
7. Иванов О.К. Минералогические признаки равновесных и неравновесных кристаллизации в ортомагматических горных породах// Урал. геол. ж., 2006, №1 (49). С. 75–83.
8. Иванов О.К. Порядок кристаллизации минералов в равновесных и неравновесных ортомагматических горных породах// Тр. Урал. геол.ж., 2008 № 2 (62), С. 17–35.
9. Иванов О.К. Законы магматической петрологии// Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Екб.: 2010. Т.1. С. 273 – 274. X Всеросс. Петр. Совещ.
10. Иванов О.К. Систематика расслоенных (дифференцированных) интрузий// Ультрбазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерогения (Матер. 1У Межд. конф.) Улан-Удэ, 2012, с. 69–72.
11. Ирвайн Т.Н., Смит К.Ч. Первичные окисные минералы в расслоенной серии интрузива Маскок// Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 67–85.
12. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ, 1998. 265 с.
13. Маракушев А.А., Безмен Н.И. и др. К проблеме генезиса мономинеральных пород// Очерки физико-химической петрологии. М.: 1978. Вып. 7. С. 84–91.
14. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий// Л.: Наука, 1980. 183 с.
15. Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
16. Layered intrusions // Development in petrology- 15// Ed/R.G. Cavithorn/ Resevier: 1996. 531 p.

## МОЛОДОЙ МАГМАТИЗМ И СОСТАВ ЛИТОСФЕРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

Ишбаев Х.Д., Шукуров А.Х.

Национальный университет Узбекистана, Ташкент, halbay@mail.ru

Как известно, к мезо-кайнозойскому этапу внутриплитного магматизма относятся многочисленные проявления разнообразных трубок взрыва и даек щелочных и субщелочных базальтоидов и габброидов, проявления карбонатитов и лампроитов, которые выявлены в пределах Тянь-Шаня на обширной территории от горного обрамления Кызылкумов (рис.) на западе до отрогов Джунгарского Алатау на востоке [1–4]. Они локализованы среди палеозойских комплексов Тянь-Шаня в виде даек, трубок взрыва, небольших потоков и силлов. Абсолютный возраст пород (табл. 1) колеблется в широких пределах: в Западном Тянь-Шане от триасового до мелового периода (223–97 млн лет), а в Центральном Тянь-Шане от мелового периода до конца палеогенового (100–31 млн лет), составляя разницу примерно на 100 млн лет.

**В Западном Тянь-Шане** молодые субщелочные и щелочные базальтоиды распространены в Букантауском, Нуратинском, Гиссарском и Чаткало-Кураминском ареалах (рисунк), в виде даек, диатрем и трубок взрыва. Состав их очень разнообразный: диабазы, долериты, трахидолериты, андезибазальты, диоритовые порфириты, габброиды, слюдяные лимбургиты, биотит-пироксеновые пикритовые порфириты, тералит-порфиры, камптониты, трахибазальты, эруптивные базальты, карбонатиты, трахиты и др.

**В Букантауском ареале** камптониты и мончикиты являются наиболее распространенными породами, где слагают диатремы «Ерембет», «Водораздельная» и «Промежуточная» [3].

Возраст щелочных базальтоидов, скорее всего, раннетриасовый, поскольку они прорывают позднемеловые диоритовые порфириты.

**Таблица 1.** Абсолютный возраст молодых магматических пород Центрального и Западного Тянь-Шаня

Тянь-Шань	Участок	Порода	Возраст, млн лет
Центральный	Кенкол	Базальт из потоков	31–48
	Каракастек	Базальт из некка	46
		Базальт из потоков	60
	Торуайгыр	Базальт из силла	56
	Учкудук	Лимбургит из даек	39–51
	Тюлек	Базальт из потоков	50–59
	Байдулы	Базальт из потоков	46–53
	Нарын-западный	Авгитит, лимбургит из даек	100
	Нарын-восточный	Базальт	52
	Минкуш	Базальт из потока	68
	Текелик	Базальт из потоков	59–74
	Терек	Лимбургит из дайки	61
	Тоюн	Лампрофир, диабаз и габбро из силлов	46–67
Базальт из верхнего горизонта		62	
Базальт из нижнего горизонта		101–114	
Западный	Чадакский	Трахидолерит из дайки	176±5
	Алтынтопкан	Кампто-мончикиты	169±7
	р.Ахангаран	Эпилейцитовый базальт	97±12
	р.Лючоб	Монзонит	172±5
	р.Кафирниган. Дайка	Пикрит	174±5
	Там же. Дайка	Пикрит	174±5
	р. Сардаи-Миона	Камптонит	215±10
	Там же	Камптонит	199±10
	р. Кафирниган	Камптонит	207±10
	р. Арджанак	Мончикит	170±5
	Нуратинский хребет, г.Хаётбаши	Щелочные базальтоиды	223±15
	Гиссаро-Алайский регион	Щелочные базальтоиды	197±6
	Южно-Гиссарский регион	Щелочные базальтоиды	200±20

В Нуратинском ареале верхняя граница магматизма определяется по наличию пермо-триасовых и триасовых субщелочных и щелочных базальтоидов, габброидов и карбонатитов (южнотяньшаньский, чагатайский комплексы, 150–275 млн лет по К-Аг методу [3, 5].

Следует отметить, что в дайках андезибазальтов и диоритовых порфиритов басс. р. Сентяб, Ухум, Каримсай установлены ксенолиты многочисленных основных и ультраосновных пород и ксенокристаллов (таблица 2).

**Таблица 2.** Типы включений в молодых магматических образованиях Тянь-Шаня

Вмещающие породы	Ксенолиты	
	мантийные	коровые
Щелочные и субщелочные базальтоиды Центрального Тянь-Шаня	Лерцолиты, перидотиты, верлиты, шпинелевые пироксениты, гарцбургиты, вебстериты, оливиниты, плагиоклазовые пироксениты, габбро-пироксениты, и сростки минералов	Гранитоиды, обломки вулканитов кислого и среднего составов, эфлогитоподобные породы, базальты, диориты, оливиновые и амфиболовые габбро, биотит-оливиновые диориты, гнейсы, сростки керсутита, плагиоклаза, титан-авгита, баркевикита, известняки, сланцы и роговики
Щелочные и субщелочные базальтоиды Западного Тянь-Шаня	Лерцолиты, дуниты, оливиниты, диопсидиты, гарцбургиты, вебстериты, верлиты, оливин-шпинелевые клинопироксениты, пироксениты, гранатовые габбро, мегакристаллы пироксена, оливина, граната, шпинели	Основные и кислые гранулиты, глиммериты, плагиогнейсы, горблендиты, габброиды, керсутитовое габбро, кварциты, чарнокиты, плагиоклазиты, эфлогитоподобные породы, базальты, амфибол-гранат-пироксеновые гнейсы, кристаллические сланцы, и др., мегакристаллы пироксена, биотита, амфибола, санидина,

Карбонатиты Южного Нуратау (чагатайский комплекс) и эруптивных брекчий анальцимовых базальтов трубок взрыва (Караташ, Тусун, Тусун 1) развиты на северном и южном склоне Южного Нуратау вблизи посёлков Тусун и Караташ. Карбонатиты образуют рой субпараллельных крутопадающих даек мощностью до 6,0 м и протяженностью до 1000 м, а также трубки взрыва размером 150х200 м и 80х170 м [5].

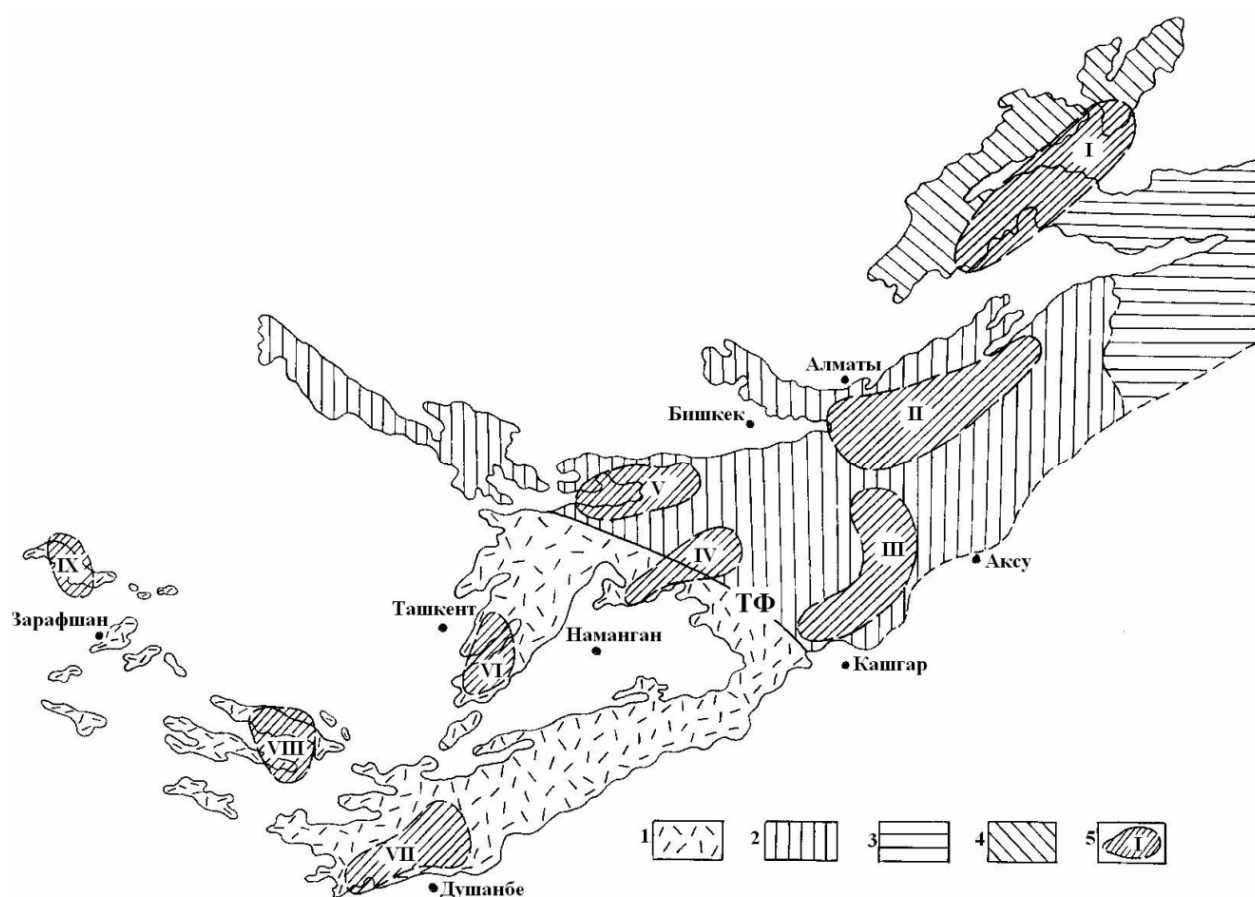
Трубки взрыва Караташ и Тусун приурочены к Дарнасайскому разлому и образуют диатрему, которая сложена эруптивными брекчиями анальцимовых базальтов.

Гиссарский ареал является полигоном, где развиты мощный и разнообразный комплекс даек, дайкообразных тел и трубок взрыва, представленные разнообразными субщелочными и щелочными базальтоидами с обильными мантийными и коровыми ксенолитами (таблица 2).



Возраст этих образований является триасовым, поскольку щелочные базальтоиды прорывают молассы ханакинской свиты верхней перми-нижнего триаса и отдельные дайки перекрываются отложениями нижнего мела [6]. Результаты определения абсолютного возраста (К-Аг метод) колеблются от 170 до 275 млн лет, охватывая интервал времени от ранней перми до средней юры включительно.

**В Чаткало-Кураминском ареале** продукты молодого вулканизма распространены в басс. рек Шаваз, Ахангаран, Кичик, Чадак, где они образуют дайки и трубки взрыва субщелочных и щелочных базальтоидов [7, 8]. Трахидолериты чадакского рудного поля образуют протяженные крутопадающие дайки, в основном, северо-восточного простирания и отчетливо рассекают вмещающие породы кызылнуринской свиты и гранитоиды Чаркасарского массива. Абсолютный возраст, по Rb-Sr методу –  $176 \pm 5$  млн лет [9]. Молодые субщелочные долериты установлены в районе Ангренского каолино-угольного месторождения. По данным И.Н. Ганиева (1996), характеризующие породы прорывают позднеюрские каолины джигаристанской свиты и образуют систему различно ориентированных жил и прожилков мощностью от 0,5 до 12–15 см. Возраст пород определяется тем, что они прорывают юрские каолины джигаристанской свиты. Определение абсолютного возраста базальтоидов Rb-Sr методом дало цифру  $97 \pm 12$  млн лет ( $1\sigma = 0,701089 \pm 0,00013$ ), что соответствует раннему мелу [10].



**Схема ареалов распространения продуктов молодого вулканизма в Тянь-Шане** (Симонов и др., 2008; Буртман, 2012; Мушкин, 1979; Далимов, Ганиев, 2010 и др.).

*Примечание.* Тянь-Шань: 1-Западный, 2-Центральный, 3-Восточный, 4-Джунгарский, 5-ареалы распространения молодого вулканизма, ТФ-Талассо-Ферганский разлом (сдвиг). Ареалы: I-Джунгарский (Койбынь, Алаколь), II-Прииссыккульский (Каракестек, Сулутерек, Торуайгыр, Учкудук, Тюлек, Тоссор, Кыргызсай), III-Восточно-Нарынский (Байдулы, Нарын Восточный, Текелик, Терек, Тоюн), IV-Западно-Нарынский (Нарын Западный, Минкуш, Чункур-Суу (Коктурпакская свита), Ташкумыр), V-Таласский (Таласский, Кенколь), VI-Чаткало-Кураминский (Джигаристанский, Шавазский, Алтынтюпканский, Чадакский и др.), VII-Гиссарский (Тувин, Дашти-Мазар, Саёт, Калоч, Пандема, Чимкуйды, Оджук, Хельмагз, Кадыоб, Дев-Дара, Кафирниган, Варзоб и др.), VIII-Нуратинский (Сентяб-Хаятбаши, Койташский, Устук, Караташ, Тусун, Чагатай и др.), IX-Букантауский (Джиракудук-Коксайский, Аякаши-Кыскыртауский, Кокпатас, Карашохо и др.).

**В Центральном Тянь-Шане** они установлены в районах Таласского хребта (Таласский, Кенколь), Прииссыкуля (Каракестек, Сулутерек, Торуайгыр, Учкудук, Тюлек, Тоссор, Кыргызсай), в басс.р. Западного (Нарын Западный, Минкуш, Чункур-Суу (Коктурпакская свита), Ташкумыр), Восточного Нарына (Байдулы,

Нарын Восточный, Текелик, Терек, Тоюн) и Джунгарского Алатау (Койбынь Алаколь) [1, 2]. Состав базальтоидов разнообразен и представлен оливиновыми базальтами, лимбургитами, авгититами, лампрофирами, диабазами, щелочными габбро, андезибазальтами, трахидолеритами, абсарокитами, анальцимовыми базальтами, бекинкинитами, камптонитами, мончикитами и др., которые образуют небольшие потоки, силлы, дайки и трубки взрыва с абсолютным возрастом от 114 до 31 млн лет (табл. 1).

В рассматриваемых щелочных и субщелочных базальтоидах Тянь-Шаня установлены многочисленные ксенолиты ультраосновных и основных пород, которые представлены лерцолитами, гарцбургитами, шпинелевыми верлитами, пироксенитами, единичными ксенолитами дунитов, оливинитов и горнблендитов, а также коровыми образованиями – гранитоидами, основными и кислыми гранулитами, гнейсами, сланцами и др. (табл. 2). Они были изучены в Центральном Тянь-Шане в районах Таласского хребта (Таласский, Кенколь), Прииссыкулья (Торуайгыр, Учкудук, Кыргызсай), в басс.р. Западного (Минкуш, Чункур-Суу), Восточного Нарына (Байдулы, Тоюн) и в Южной Джунгарии [11, 12 и др.], в Западном Тянь-Шане в Букантауском (участки Коксай, Карашохо), Нуратинском (южнотяньшаньский, чагатайский комплексы), Гиссарском и Чаткало-Кураминском (басс. рек Шаваз, Ахангаран, Кичик, Чадак) ареалах [3, 5, 7, 8, 13–17 и др.]

Сравнивая спектр ксенолитов Центрального и Западного Тянь-Шаня (таблица 2) необходимо отметить несомненные черты сходства, которые их сближают. К ним, в первую очередь, относится широкое развитие в обоих регионах практически однотипный набор мантийных (лерцолиты, гарцбургиты, верлиты, пироксениты и др.) и коровых включений, различающихся лишь масштабами проявления и, степенью глубиной их изучения.

Во-вторых, особую, весьма распространенную, группу магматитов упомянутых регионов представляют формации молодого мезозойского внутриплитного этапа (субщелочные и щелочные базальтоиды, карбонаты и др.). Не исключено, что углубления уровней магмообразования на внутриплитной стадии связан с историей и эволюцией Тянь-Шаньского мантийного суперплюма в мезо-кайнозое.

### Литература

1. Симонов В.А., Миколайчук А.В., Рассказов С.В., Ковязин С.В. Мел-палеогеновый внутриплитный магматизм Центральной Азии: данные по базальтам Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. С. 689–705.
2. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Геодинамика в кайнозое. – Москва: «Геос», 2012. 186 с.
3. Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1979. 136 с.
4. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Т.: «Университет», 2010. 226 с.
5. Диваев Ф.К. Чагатайский комплекс карбонатитов – новый тип магматических пород Узбекистана // Узб. геол. журн. 1996. № 6. С. 32–41.
6. Брейвинская В.М., Файзиев А.Р. К вопросу о возрасте пикритовых порфиритов Южного Гиссара // Докл. АН Тадж.ССР. 1965. №10. Т. 7.
7. Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Сайдиганиев С.С., Зенкова С.О. Ксенолиты в лампрофирах низовьев р. Шавазсай (Юго-Западные отроги Чаткальского хребта) // Основные проблемы магматической геологии Западного Тянь-Шаня. Тез. докл. Ташкент, ГП НИИМР. 2013. С. 15–23.
8. Таджибаев Г.Т., Агеева Л.И., Дзайнуков А.Б., Клименко Г.В., Кошлаков И.П., Байков В.Н. О юрском возрасте щелочных базальтоидов Срединного Тянь-Шаня по данным К-Аг метода датирования // Докл. АН Тадж. ССР. 1984. Т. XXXI. С. 192–195.
9. Далимов Р.Т. Трапповая формация Кураминской зоны (на примере Чадакского грабена) // Узб. геол. журн. 1994. № 2. С. 35–40.
10. Ганиев И.Н. Проблема верхней возрастной границы магматизма Срединного Тянь-Шаня. // Эволюция геологических процессов Тянь-Шаня. Тез. докл. Ташкент: Университет, 1996. С. 70–72.
11. Додонова Т.А. Лампрофиры Таласского хребта (Северный Тянь-Шань) // Петрография изверженных пород Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. С. 44–52.
12. Добрецов Г.Л., Кепежинская В.В., Кнауф В.В., Усова Л.В. Ультрамафитовые включения в лимбургитах Северного Тянь-Шаня и проблема пироксенитов в верхней мантии // Геология и геофизика. 1979. № 3. С. 65–77.
13. Хамрабаев И.Х., Искандаров Э. и др. Природа геофизических границ и слоев земной коры Средней Азии. Ст. 3. О природе нижней коры Нуратинских гор (Южный Тянь-Шань) // Узб. геол. журн. 1990. № 2. С. 26–43.
14. Лутков В.С. Слюды в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня (Таджикистан) как индикаторы процессов мантийного метасоматоза // Петрология, 1998, т. 6. № 1., С. 54–69.
15. Таджибаев Г.Т., Дзайнуков А.Б., Кошлаков И.П., Токарев В.В. Находка новой трубки взрыва щелочных базальтоидов в Срединном Тянь-Шане // Докл. АН Тадж. ССР. 1991. № 6. Т. XXXIV. С. 377–380.
16. Ишбаев Х.Д. Мантийные включения в камптонитах Алтынтапканского рудного поля // Вестник НУУз. 2007. № 1. С. 27–32.
17. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара // Баратов Р.Б., Кухтиков М.М., Мушкин И.В., Брейвинская В.М., Кутенец В.А. – Душанбе: Дониш, 1970. 112 с.

## ДАЙКИ БАЗИТОВОГО СОСТАВА В ПОЗДНЕДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ГРАНИТОИДАХ ЧЕЛЯБИНСКОГО БАТОЛИТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Каллистов Г.А., Осипова Т.А.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, kallistov@yandex.ru*

Дайки базитового состава часто сопровождают внедрение разнообразных гранитоидов. Синплутонические дайки основного и среднего состава известны во многих регионах, например, в гранитоидных батолитах западного побережья Северной и Южной Америки, на Среднем Урале (Верх-Исетский массив), в Западном Забайкалье (Ангаро-Витимский батолит, Бургасский кварцево-сиенитовый плутон) и многих других. Их изучение имеет существенное значение для раскрытия механизмов взаимодействия и внедрения основных и кислых расплавов в процессе становления сложных гранитоидных интрузий.

На Южном Урале дайки габбро-диоритов и диоритов широко распространены в Челябинском плутоне среди позднедевонско-раннекаменноугольных кварцевых диоритов и гранодиоритов – пород ранней фазы. Они доступны для наблюдения в нескольких действующих каменных карьерах в черте г. Челябинск и его окрестностях. Основные черты строения и состава некоторых из них рассмотрены в работе [2].

Мощность даек варьирует от менее 0,5 м до более 1 м, в редких случаях до 3–4 м. Все они полностью раскристаллизованы и имеют отчетливо интрузивный облик. По последовательности внедрения и взаимоотношениям с вмещающими породами меланократовые дайки Челябинского массива разделяются на две группы: 1) «классические» синплутонические дайки, тело которых по простиранию разделяется на отдельные фрагменты вмещающей кислой породой [4]; и 2) «постгранитные» дайки – отчетливо прорывающие гранитоиды, более поздние по отношению к ним. При этом изотопный (U-Pb-Shrimp) возраст циркона из материала дайки и вмещающего кварцевого диорита одинаков:  $362 \pm 4$  и  $358 \pm 5$  млн л. соответственно.

В первом случае сплошное монолитное материнское тело дайки, залегающее среди гранодиоритов, по простиранию разделяется на отдельные фрагменты неправильной формы, которые в совокупности образуют изначально плотное скопление – «рой», вытянутый по простиранию дайки. По мере удаления от материнского тела плотность «роя» уменьшается вплоть до отдельных включений, а их очертания становятся более округлыми. При этом ни дайка, ни вмещающие гранодиориты не имеют закаленных контактов.

Дайки второй группы характеризуются ровными, практически плоскими контактами с вмещающими кварцевыми диоритами и гранодиоритами, выдержанностью по мощности и целостностью по простиранию. По своему внутреннему строению «постгранитные» меланократовые дайки можно разделить на две группы: «простые» и «сложные».

«Простые» характеризуются однородностью состава и отсутствием каких-либо фрагментов и включений кислого материала. «Сложные» дайки содержат лейкократовые мелкозернистые гранитоидные «каймы» и/или прожилки. Прожилки, мощность и количество которых сильно меняется, разделяют дайки на угловатые, иногда округло-угловатые «обломки» и часто содержат ксенолиты как вмещающих гранитоидов, так и пород даек. Важно отметить, что наряду с ассоциирующими с базитами, присутствуют и самостоятельные, не связанные пространственно с меланократовыми, гранитоидные жильные тела различной мощности (от первых десятков см до около 1 м), начало внедрения которых предшествует базитам, а завершается после них. Но в отдельных случаях их внедрение происходит совместно. Так, в западной приконтактной части массива (карьер близ д. Костыли) кварцевые диориты прорваны дайкой мелкозернистого тоналита, в котором заключены фрагменты тонкозернистого диорита округлой и неправильной формы, ограниченные фестончатыми контактами, характерными для кристаллизации одновременно внедряющихся основных и кислых магм [3].

Синплутоническая и «постгранитные» дайки отчетливо различаются по вещественному составу.

**Синплутоническая дайка** сложена меланократовым диоритом, характеризуется массивной текстурой и порфировидной структурой, обусловленной присутствием фенокристаллов (5–6 мм в поперечнике) амфибола и, по-видимому, пироксена. Иногда фенокристы содержат включения крупных резорбированных чешуй слюды. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая в сочетании с пойкилитовой: интерстиции между крупными выделениями темноцветных минералов выполнены резко ксеноморфным плагиоклазом, который содержит включения мелких идиоморфных зерен амфибола, призмы апатита, редко – кварц. Последний изредка также присутствует в интерстициях в виде отдельных ксеноморфных зерен. Характерные акцессории – апатит, иглы которого достигают 2 мм в длину, и циркон. В настоящее время первичные пироксен и амфибол практически не сохранились, они псевдоморфно замещены актинолитом и, местами, вторичным биотитом и хлоритом. Плагиоклаз в настоящее время деанортизирован – представлен альбитом с агрегатом серицита с эпидотом. По минеральному составу и структуре синплутоническая дайка может быть сопоставлена с полевощпатовыми лампрофирами спессартитового типа. По химическому составу она относится к известково-

щелочным породам нормальной щелочности калиевого ряда, отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  составляет 1,3. Наиболее яркой чертой химизма синплутонической дайки является необычайно высокое содержание  $\text{MgO}$  (12–12,5 масс. %), сопоставимое с содержанием этого компонента в бонинитах. Наиболее близким ее аналогом по вещественному составу из уральских интрузивных пород является сингранитный меланодиорит, описанный в позднекаменноугольных гранитах Шабровского массива на Среднем Урале [1].

**Все «постгранитные» меланократовые дайки** – и «простые» и «сложные», очень схожи по минерально-петрографическому составу и текстурно-структурным характеристикам. Они представлены диоритами и габбро-диоритами, сложенными плагиоклазом (олигоклаз-андезин) и амфиболом в различных соотношениях (35–60 и 30–50 об. % соответственно), с резко подчиненным количеством (первые проценты) калинатового полевого шпата и кварца, выполняющих интерстиции. Текстура массивная. Структура варьирует от мелко- до среднезернистой, как равномернозернистая, так и порфировидная за счет более крупных выделений субидиоморфного амфибола. Микроструктура панидиоморфнозернистая. Щелочной полевой шпат неравномерно распределен в породах даек, выполняя интерстиции. Акцессорные минералы представлены эпидотом, апатитом, цирконом, иногда титанитом, изредка – магнетитом. По сравнению с синплутонической, почти все постгранитные дайки содержат больше щелочных металлов и относятся к породам умеренной щелочности калиевого ряда. При этом в дайках, прорывающих кварцевые диориты, содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  близки и/или несколько превышает содержание  $\text{K}_2\text{O}$ , тогда как в дайках, локализованных в гранодиоритах, соотношения обратные. Концентрация  $\text{MgO}$  в постгранитных дайках составляет 4,5–8 мас. %.

Спектры распределения РЗЭ во всех меланократовых дайках Челябинского массива характеризуются умеренной степенью дифференциации и практически отсутствием европиевой аномалии. При этом синплутоническая дайка по сравнению с постгранитными несколько обеднена тяжелыми РЗЭ, что обуславливает больший наклон кривой:  $(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 15$  против 4–13 соответственно.

**Гранитоиды, ассоциирующие с базитами**, представлены породами умереннокалиевого ряда разной основности, и в разных дайках варьируют от плагиолейкогранита и адамеллита до тоналита. **«Самостоятельные» дайки** сложены низкокалиевыми гранитами и лейкогранитами. Практически все они относятся к породам нормальной щелочности. Важно подчеркнуть, что часто валовый химический состав кислых пород не отвечает котекстическому. В минеральном составе, в зависимости от основности сильно меняется соотношение полевых шпатов и кварца, а также содержание биотита. Текстура массивная. Структура преимущественно среднезернистая, равномернозернистая, микроструктура гипидиоморфнозернистая. Главные акцессорные минералы – апатит и циркон.

Геохимические особенности гранитоидов также зависят от основности: наиболее кислые разности (71–75 мас. %  $\text{SiO}_2$ ) характеризуются сравнительно невысокими суммарными концентрациями РЗЭ (до 50 ppm) и умеренной степенью дифференциации спектра (значения  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  не превышают 15); более основные содержат в сумме не менее 200 ppm РЗЭ при существенно более дифференцированном спектре (значения  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  более 25). Для всех типично отсутствие или наличие очень слабой положительной европиевой аномалии.

Имеющиеся данные об изотопном составе неодима и стронция в «базитовых» и «гранитоидных» фрагментах «сложных», а также «простых» по строению постгранитных дайках не отвечают модели смешения двух компонентов, а показывают сложность характера взаимодействия разных расплавов и/или нарушение систем Sm-Nd и, возможно, в большей степени, Rb-Sr изотопных систем. «Базиты» характеризуются близкими к «0» значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (от +1 до –2) и относительно широкими вариациями значений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (от 0,70485 до 0,70571). Для гранитоидов типичны отрицательные величины  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (от –2 до –5) и, в целом, более радиогенный стронций (значения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  варьируют от 0,70517 до 0,70643). При этом в каждой «сложной» дайке «базитовая» часть отличается от гранитоидной более высокими значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и менее радиогенным стронцием. Разница в значениях  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  «базитовой» и гранитоидной части дайки тем больше, чем больше разница в их кремнекислотности.

Приведенные данные свидетельствуют о последовательном внедрении в очень короткий промежуток времени (изотопно одновременно), серии основных и кислых расплавов разных составов, связанных с различными источниками, и о сложности механизмов их взаимодействия.

## Литература

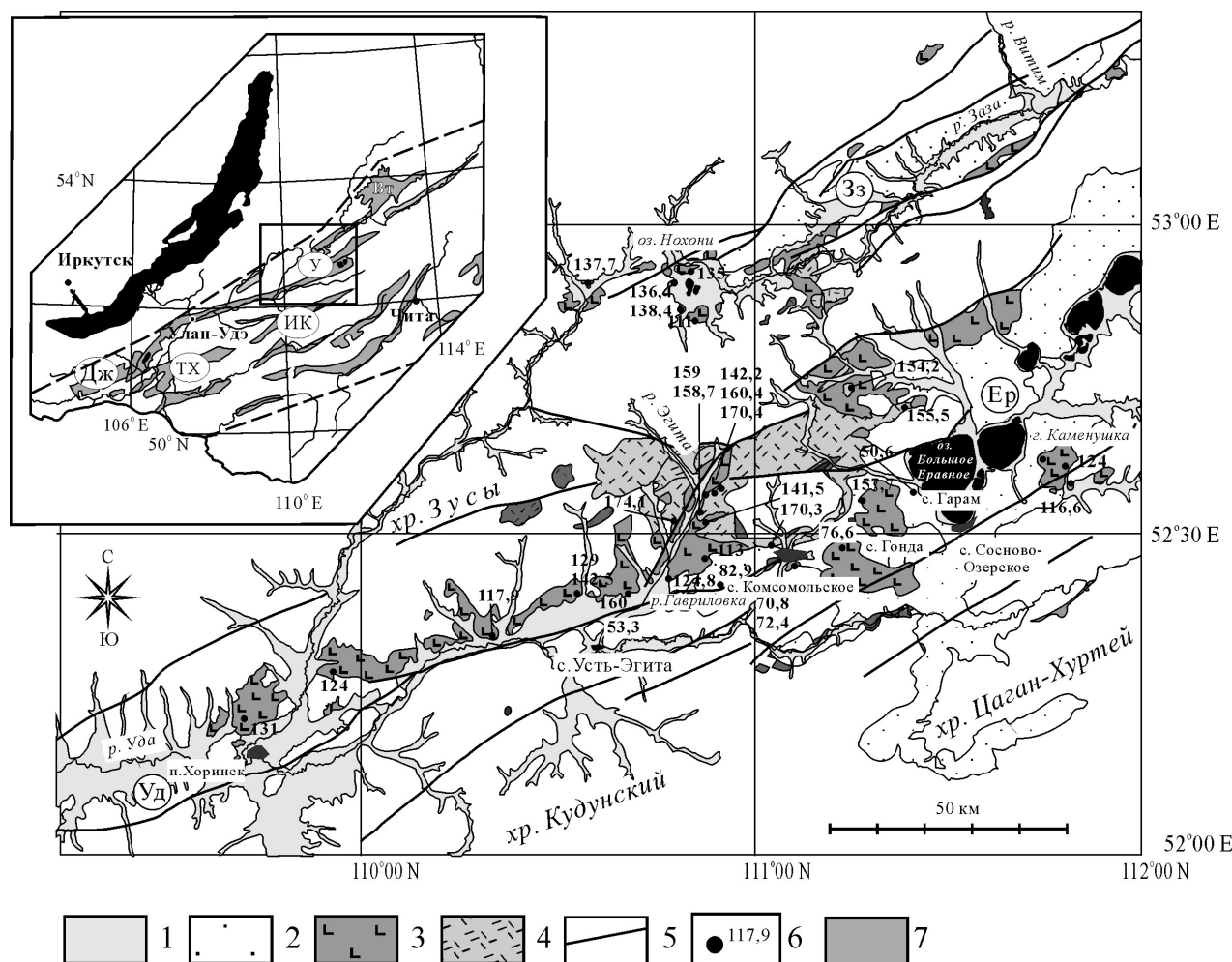
1. Пушкарев Е.В., Осипова Т.А. Гранитоидные включения в базитах Шабровского массива//Ежегодник-1992/ИГТ УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 44–47.
2. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро М.П., Скэрроу Дж. Роговообманковые габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис// Геохимия. 2004. №7. С. 707–728.
3. D Lemos R.S. Magma-mingling and melt modification between granitic pipes and host diorite, Guernsey, Channel Islands// Journal of the Geological Society. 1992. v. 149. issue.5. P. 709–720.
4. Pitcher W.S. Synplutonic dykes and mafic enclaves// Enclaves and Granite Petrology/ J. Didier, B. Barbarin (ed.). Development in Petrology. 13. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo.1991. P. 389–391.

## ЭВОЛЮЦИЯ РИФТОГЕННОГО МАГМАТИЗМА УДИНСКОГО СЕКТОРА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Комарицына Т.Ю., Воронцов А.А.

664033 Иркутск, ул. Фаворского 1-а, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Россия;  
e-mail: voron@igc.irk.ru

В позднем мезозое территория Западного Забайкалья была вовлечена в процессы внутриплитной активности. Здесь возникла одноименная рифтовая область [1], состоящая из нескольких секторов (с запада на восток): Джидинского, Тугнуйского, Хилокского, Илькино-Кижингинского и Удинского. Каждый из секторов состоит из систем впадин, развитие которых сопровождалось интенсивной магматической деятельностью. Удинский сектор представлен Удинской, Еравнинской и Зазинской впадинами. В их пределах на основе К-Аг данных и геологических соотношений выделяются следующие этапы магматизма: 1) среднеюрский (174–170 млн лет), 2) позднеюрский (160–154 млн лет), 3) начала раннего мела (143–135 млн лет), 4) середины – конца раннего мела (131–111 млн лет), 5) начала позднего мела (83–77 млн лет), 6) конца позднего мела (72–70 млн лет), 7) эоценовый (53–51 млн лет) (рис.).



Упрощенная схема геологического строения Удинского сектора. Составлена по материалам геологических карт масштаба 1: 200 000, серия Западно-Забайкальская. Условные обозначения:

1 – четвертичные отложения; 2 – поздний мел-палеогеновые осадочные породы; 3 – вулканические образования с возрастом 143–51 млн лет. 4 – вулканические образования с возрастом 174–154 млн лет, 5 – разломы; 6 – места опробования и возраст (млн лет), 7 – мезозойские впадины и грабены (на врезке).

врезка: схема районирования западно-забайкальской рифтовой области. буквами в кружках обозначены секторы: дж – джидинский, т-х – тугнуйско-хилокский, и-к – илькино-кижингинский, у – удинский. в прямоугольнике выделен район исследований. пунктирной линией показаны границы рифтовой области. вт – витимское лавовое плато.

В строении разновозрастных магматических ассоциаций Удинского сектора участвуют породы широкого спектра составов по кремнекислотности. Базальтоиды образовывались на всех этапах развития Удинского сектора. Умереннощелочные их разновидности встречаются на этапах, отвечающих интервалу времени от 174 до 77 млн лет. В то же время эти вулканиды преобладают на этапе начала раннего мела. Щелочные вулканиды, среди которых выделяются нефелин-нормативные базальты, меланефелиниты и тефриты, начинают появляться с рубежа около 130 млн лет и доминируют в породных комплексах моложе 77 млн лет.

Химический состав пород Удинского сектора в целом изменяется в соответствии с возрастом их формирования. Ранние этапы, отвечающие интервалу 174–135 млн лет (1, 2 и 3 этапы), представлены дифференцированными сериями пород. Они варьируют по составу от трахибазальтов до трахириолитов (диапазон содержания  $\text{SiO}_2$  от 48 до 78 мас. %). Второй группе ассоциаций отвечают толщи, сложенные умереннощелочными базальтами и тефритами, которые сформировались в период 133–111 млн лет (4 этап).  $\text{SiO}_2$  в них варьирует от 45 до 55 мас. %. В составе ассоциаций наряду с умереннощелочными представлены щелочные разновидности. Среди них выделяются тефриты района г. Хоринск с возрастом 130 – 124 млн лет, содержание нормативного нефелина в которых достигает 9 мас. % при суммарной щелочности до 8 мас. %. В третьей группе ассоциаций, сформированной в интервале 83–51 млн лет (5, 6 и 7-й этапы) распространены умереннощелочные и щелочные базальты, а так же меланефелиниты. В первых  $\text{SiO}_2$  изменяется от 45 до 53 мас.%, во вторых –  $\text{SiO}_2$  (от 41,5 до 43,5 мас. %), суммарная щелочность достигает 7 мас. %.

Геохимические характеристики базальтоидов сектора отражены на спайдерграммах. В целом все базальтоиды сектора характеризуются повышенными содержаниями литофильных элементов по сравнению с составом базальтов OIB типа [2]. В них содержится больше Ba, Sr, P, Zr, а также легких REE. Содержания тяжелых REE, Th и U близки к содержаниям этих элементов в OIB. Более низкие содержания отмечаются для Ta, Nb, Ti, однако они существенно более высокие, чем в эталоне базальтов IAB-типа. В процессе эволюции рифтовой области составы базальтоидов испытывали определенные изменения. В первую очередь это относится к росту содержания Ta и Nb в породах молодых возрастных групп (83–51 млн лет). При этом содержания других несовместимых элементов практически не меняются. Для базальтоидов Удинского сектора характерны также высокие отношения Ba/Rb (20–45), La/Ta (15–45), Ba/Th (от 150–300 в умереннощелочных и 600–900 в высокощелочных базальтоидах), что в целом типично для базальтов субдукционных обстановок.

Изотопные составы Sr и Nd пород Удинского сегмента соответствуют мантийной последовательности, в том числе, по закономерностям изменения изотопных характеристик во времени. В целом они укладываются в диапазон вариаций величин:  $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$  от –8,1 до 16,9 и  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  от –1,7 до 3,6. При этом наиболее обогащены радиогенным стронцием вулканические породы начальных (среднеюрских-раннемеловых) этапов, составы которых на графике  $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$  –  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  приурочены, главным образом, к четвертому квадранту. В общем поле составов они смещены в сторону модельного обогащенного мантийного источника EMII. В отличие от них изотопные составы пород позднего мела являются более деплетированными в отношении радиогенного стронция и более обогащенными радиогенным неодимом, что определяет их смещение в поле составов квадранта II диаграммы в сторону источника PREMA. Соответствующие закономерности изменения изотопных составов отмечаются также для пород других сегментов Западно-Забайкальской рифтовой области. Эти вариации отвечают общей для области последовательной смене источника расплавов, от позднеюрско-раннемеловых, обогащенного радиогенным стронцием ( $\epsilon\text{Sr} >> 0$ ) и обедненного радиогенным Nd ( $-2 < \epsilon\text{Nd} < 0$ ) до ранне – позднекайнозойского, характеризующегося более низкими относительными содержаниями радиогенного стронция и более высокими радиогенного неодима ( $-1 > \epsilon\text{Sr} > -8$  и  $+3 < \epsilon\text{Nd} < +5$ ).

Геохимические особенности вулкаников Удинского сектора обусловлены участием в их образовании плюмового мантийного источника, близкого по составу к OIB и обеспечившего высокие концентрации неогерентных элементов в магматических продуктах. Изотопные характеристики пород свидетельствуют о соответствии этого источника мантии с варьирующими характеристиками между EMII и PREMA при усилении роли последнего во времени. Возможно, что мантия с характеристиками EMII отвечала литосферной метасоматизированной мантии, сформированной под воздействием субдукционных процессов предшествующих этапов развития территории. Это допущение позволяет объяснить дефицит гидрофобных (Ti, Nb, Ta) элементов в базальтоидах области как результат появления воды в среде магнезиального образования. Влияние соответствующего источника постепенно нивелировалось в ходе магматической эволюции области.

## Литература

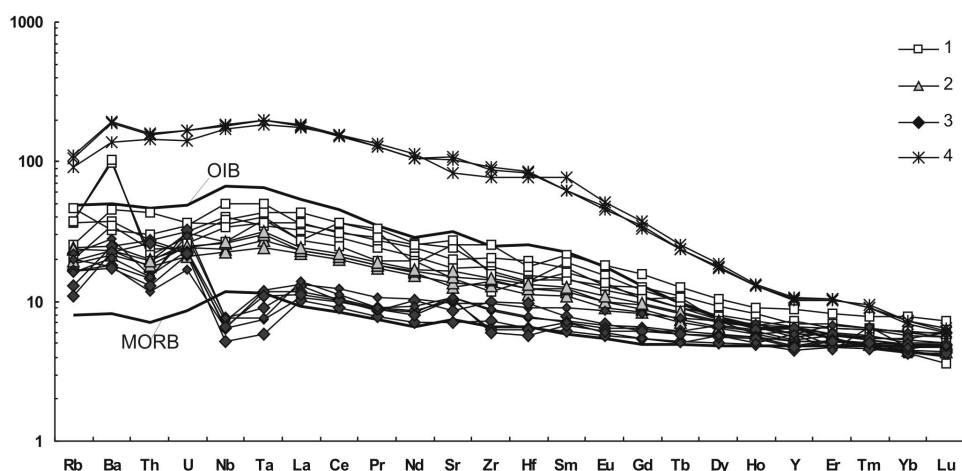
1. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника, 2000, № 2, с. 43–64.
2. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Narry M.J. (eds) Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, 1989, № 42, p. 313–345.

**ФАНЕРОЗОЙСКИЕ БАЗИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ****Копылова А.Г., Томшин М.Д.***Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, kopylova@diamond.ysn.ru*

Сибирская платформа на протяжении фанерозоя представляла регион мощнейшего магматизма, проявлявшегося в течение длительного времени с меняющимся спектром вещественного состава расплава. Фанерозойский магматизм начался с деструкции восточной части Сибирской платформы, с заложения в среднем палеозое рифтогенных структур, наиболее крупными из которых являются Вилюйское и Оленекское ответвления Предверхооянского палеорифта. Становление палеорифтов сопровождалось формированием протяженных дайковых поясов на бортах рифтов и интенсивным излиянием базальтов в пределах рифтовых долин. По химическому составу базиты среднего палеозоя и интрузивной и эффузивной фаций принадлежат к производным субщелочного и нормального толеит-базальтового состава магм. Разнофациальные проявления среднепалеозойского магматизма отразились на некоторых особенностях петрохимического состава пород. Долериты интрузивной фации образованы из расплавов, в значительной степени дифференцированных ( $Mg\# = 43$ ) и насыщенных кремнекислотой, что фиксируется в наличии свободного кварца. Характерной их особенностью является повышенные средние содержания (в мас.%)  $TiO_2$  (2,9),  $Fet_{tot}$  (15),  $K_2O$  (1,08) и  $P_2O_5$  (0,39). Эффузивная фация представлена покровами палагонитовых гиадобазальтов. Излияние лавы происходило в морской бассейне, что способствовало образованию палагонитового агрегата, присутствие которого в базальтах обусловило повышенное содержание магния ( $Mg\# = 52$ ) и кальция ( $CaO > 10\%$ ). Принадлежность к разным фациальным группам пород отражена в пониженных содержаниях  $TiO_2$  (1,5%),  $K_2O$  (0,99%),  $P_2O_5$  (0,19%) и  $Fet_{tot}$  (12,4%), а также в высокой степени его окисленности в базальтах по сравнению с интрузивными породами. Разность условий формирования пород отразилась и в распределении микроэлементов. В базальтах установлены более высокие содержания (в г/т) Cr – 260 и Ni-124 по сравнению с долеритами даечного комплекса (Cr – 113 и Ni – 96). Особенности поведения несовместимых элементов в магматитах девона показаны на спайдер-диаграммах. Относительно базальтов долериты даек обогащены всеми несовместимыми элементами, особенно крупноионными литофилами – Rb, Ba (рисунком). Суммарное содержание редкоземельных элементов в долеритах даек (147 г/т), характер распределения REE отличается заметным фракционированием  $(La/Yb)_n = 5,35$ . В эффузивах  $\Sigma REE$  ниже (97 г/т), отношение  $(La/Yb)_n = 4,3$ . Общим для спектров девонских пород разных фаций является практическое отсутствие европиевой и положительная Ta-Nb аномалия.

В пермо-триасовое время магматическая деятельность на Сибирской платформе была связана с формированием крупных отрицательных структур – трапповых синеклиз и внедрением колоссального объема магмы основного состава, сформировавшей породы трапповой формации. В восточной части платформы спектр пород ограничен производными лишь толеит-базальтовой серии магм. По химическому составу они уверенно отличаются от девонских базитов более низкими содержаниями Ti, P, K, которые в доминирующей группе пород в среднем равны (вес. %)  $TiO_2$  – 1,46;  $K_2O$  – 0,59 и  $P_2O_5$  – 0,17. Средние содержания когерентных элементов (г/т) Ni-131, Co-49, Cr-175, V-294, Sc-39, Cu-168, Zn-108 близки к их значениям в долеритах, образованных нормальным толеит-базальтовым расплавом [2]. Распределение REE отличается невысоким суммарным содержанием (73 г/т), умеренным фракционированием  $(La/Yb)_n = 2,66$  и незначительной аномалией европия ( $Eu/Eu^* = 0,93$ ). Наличие Ta-Nb минимума на спайдер-диаграмме несовместимых элементов характерно для траппового магматизма и является основным отличием спектров траппов от других производных базальтового расплава.

Завершают тектономагматический цикл фанерозойского магматизма интрузивы порфировых трахидолеритов нижнетриасового возраста на северо-восточной окраине платформы в пределах Лено-Анабарского рифта. Образованы они щелочной оливин-базальтовой серией расплавов, сформировавшей дайкообразные и штоковидные тела. Химический состав трахидолеритов характеризуется пониженной кремнекислотностью (44,2 %  $SiO_2$ ), низкой магнезиальностью  $Mg\# = 42$  и повышенным содержанием калия (до 2%  $K_2O$ ). Фигуративные точки составов трахидолеритов располагаются преимущественно в поле щелочной серии. Весьма показательно необычно высокое содержание в трахидолеритах титана (6,4%  $TiO_2$ ), фосфора (до 1,4%  $P_2O_5$ ), окиси углерода (до 1%  $CO_2$ ), фтора (до 0,4%) и повышенное железа ( $> 15\%$   $Fe_{tot}$ ). Редкоэлементный состав трахидолеритов значительно отличает их от пород толеитового ряда. Наиболее яркой геохимической чертой трахидолеритов является значительное содержание в них элементов группы титана – Zr, Nb, Hf, Ta и отчетливое обогащение крупноионными элементами – Cs, Ba, Rb, Sr, Pb. В трахидолеритах фиксируется максимальная сумма REE (672 г/т), характер распределения отличается значительным фракционированием  $(La/Yb)_n = 23$  и отсутствием Eu и Ta-Nb аномалий. По содержанию совместимых элементов Ni, Co, Cr, Sc они значительно уступают производным толеитовых расплавов. Следует отметить повышенные концентрации в трахидолеритах таких некогерентных с основными магмами рудных компонентов как Pb, Be, Mo, Sn, Ga, Gd.



Распределение в представительных пробах базитов несовместимых элементов, нормированных к примитивной мантии [по Sun S.S., McDonough W.F., 1989].

Условные обозначения. 1 – среднепалеозойские базиты, 2 – среднепалеозойские базальты, 3 – базиты трапповой формации, 4 – базиты трахибазальтовой формации.

Развитие магматизма в восточной части Сибирской платформы происходило в разных тектонических структурах, соответствующих двум типам: рифтогенному и трапповому платформенному. РЗЭ являясь наименее подвижными элементами наиболее корректно отражают состав первичных магматических пород, поэтому их отношения используют для характеристики магматических источников (1). Высокие отношения ( $Tb/Yb > 1,8$ ;  $La/Sm > 3$ ;  $Gd/Yb > 2$ ) свидетельствуют о наличии граната в источнике, если эти отношения меньше указанных величин, то в области устойчивости шпинели (3). Используя эти стандарты, можно предположить, что продукты рифтогенного магматизма – девонские базиты и триасовые трахидолериты, для которых эти значения выше индикаторных, образовались из глубинного источника, контролируемого гранатом. Для пермо-триасовых траппов эти значения ниже, что свидетельствует о менее глубинном, соответствующем устойчивости шпинели, положении источника. Именно различием в составе магматических источников обусловлена специфика вещественного состава магматических образований восточной части Сибирской платформы.

#### Литература

1. Интерпретация геохимических данных / ред. Е.В. Складов. Москва. «Интермет инжиниринг». 2001. 287 с.
2. Олейников Б.В., Томиин М.Д. Эволюция состава интрузивного базитового магматизма Сибирской платформы во времени // Траппы Сибири и Декана. Новосибирск: Наука. 1991. С. 39–63.
3. Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.L. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // J. Geophys. Res., 2002. V.107. № B1. 10.1029/2001JB000209.

## ГИПОТЕЗЫ И КРИТЕРИИ ГЕНЕЗИСА ВЕРХНЕМАНТИЙНЫХ ЭКЛОГИТОВ

Королев Н.М.

ИГГД РАН, nm.korolev@yandex.ru

Мантийные эклогиты один из наиболее редких типов ксенолитов, выносимых кимберлитовыми трубками. По некоторым оценкам эклогиты не превышают 1% от общего объема кратонической литосферной мантии [1]. Тем не менее, генезис многих разновидностей эклогитов остается спорным. Существуют две основные группы гипотез. На сегодняшний день наиболее популярны гипотезы предполагающие, что эклогиты – результат преобразования пород океанической коры в зоне субдукции (субдукционные гипотезы). Они включают следующие этапы: 1) Погружение океанической литосферы в зону субдукции; 2) Частичное плавление океанической литосферы ± миграция расплава; 3) Метаморфизм рестита с образованием эклогита; 4) Взаимодействие с окружающей перидотитовой мантией и гомогенизация породообразующих минералов вследствие длительного нахождения эклогитов в мантии, обычно, не менее 1 млрд лет; 5) Проявление наложенных процессов (модальный или скрытый метасоматоз), как результат длительного пребывания эклогитов в мантии. Основное различие выдвигаемых гипотез заключается в природе протолита: породы близкие по свойствам к базальтам MORB (N-MORB или E-MORB) [e.g. 2]; габбро океанической коры [e.g. 3,4]; бониниты [e.g. 5]; коматииты, изливавшиеся в архее на океаническое дно



[e.g. 6]: архейская кора, которая вероятно должна быть близка к FMORB – ранней базальтовой коре, выплавившейся из пород примитивного пиролитового состава [e.g. 7]; клинопироксен-плагноклаз-кварцевых жилы, локализованных в океанической литосферной мантии при давлениях 1.5-2 ГПа [e.g. 8]. Вторая группа гипотез связывает образование мантийных эклогитов с кристаллизацией первично мантийных расплавов (in situ гипотезы). Согласно экспериментальным работам образование мантийных эклогитов возможно при фракционной (и только фракционной) кристаллизации расплава, образовавшегося вследствие частичного плавления перидотитовой мантии при давлениях свыше 35 кбар [9]. Различие в составе эклогитов, главным образом, обусловлено: различным источником магм, характером плавления перидотитовой мантии на различных глубинах, локальными неоднородностями в мантии, особенностями протекания реакций между расплавом и окружающей перидотитовой мантией. Проблема природы расплава, из которого происходила кристаллизация мантийных эклогитов сложна и на сегодняшний день не решается однозначно. Наиболее вероятными представляются следующие версии: а) Расплав мигрировал из астеносферного слоя в литосферную мантию и, по-видимому, близок по своим геохимическим и изотопным характеристикам к примитивному веществу [e.g. 10]; б) Расплав коматиитового ряда (приблизительный состав (в мас.%): SiO<sub>2</sub> 50.2, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 8.3, FeO 7.5, MgO 24.1, CaO 8.6, Na<sub>2</sub>O 1.3), образовавшийся при частичном плавлении (степень плавления 1–50%) примитивного перидотитового вещества верхней мантии при давлениях выше 35 кбар [9]; в) Расплав, порожденный резервуаром EM1 в субконтинентальной литосферной мантии либо путем частичного плавления перидотитов [e.g. 11], либо путем смешивания продуктов плавления эклогитов (степень частичного плавления ~ 60%), сформированных в результате субдукции океанической коры, и продуктов плавления (степень плавления ~ 1%) кратонических перидотитов [12]; г) Расплав, порожденный деплетированным мантийным резервуаром (DM) [13]. К этой группе гипотез относится модель практически полной перекристаллизация одного типа эклогитов с образованием другого при воздействии флюида/расплава [e.g. 14].

Как показывают многочисленные исследования за последние 20 лет, проблема генезиса эклогитов в мантии в каждом конкретном случае не имеет простого решения. Тем не менее, в данной работе сделана попытка выделения главных генетических критериев, на которых базируются основные модели происхождения верхнемантийных эклогитов.

Определенные ограничения относительно генезиса отдельных групп мантийных эклогитов накладывает экспериментальная петрология. Выявлены довольно надежные минералогические критерии, в частности, наличие кианита и коэсита в некоторых разновидностях эклогитов. Вероятно, происхождение подавляющего большинства кианитовых и коэситовых эклогитов связано с субдукционными процессами. Исследование поведения пироп-гроссуляр-алмадинной системы в высокбарических и высокотемпературных условиях в приложении к эклогитам показало, что корунд и кианит появляются в качестве самостоятельных фаз в результате инконгруэнтного плавления граната при давлениях превышающих 6.5 ГПа и температурах свыше 1500 °C [15]. Эти данные хорошо согласуются с предшествующими экспериментами по реакционному взаимодействию ликвидусных фаз в системе CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>, обнаружившими, что кианитовые эклогиты не находятся в равновесии с перидотитами при давлении около 3 ГПа. Кианит будет реагировать с оливином в перидотитах с образованием высокоглиноземистого пироксена и граната [16]. При этом практически все РТ-оценки, полученные для кианитовых эклогитов, гораздо ниже 6.5 ГПа и 1500 °C. Наличие коэсита, согласно экспериментальным данным [17], говорит о низкой степени плавления эклогитов, коэсит стабилен только при степенях плавления, приблизительно до 13% при 1300 °C и 3.5 ГПа.

В отношении других разновидностей эклогитов существует неопределенность. Каждая из гипотез – «магматическая» и «субдукционная» обладает множеством аспектов и деталей, и включает сопутствующие геологические процессы. Вероятно, попытка унифицировать все разнообразие особенностей, определяющих эклогитообразование в мантии, в рамках одной схемы не будет успешной. Наилучшее решение – сфокусироваться на главных факторах, которые позволяют отнести образец или группу образцов либо к «магматическому» (I эклогиты), либо к «субдукционному» типу (S эклогиты). Среди таких критериев, прежде всего, выделяются:

1) Минералогические критерии: наличие кианита и коэсита, которые указывают на субдукционное происхождение эклогитов.

2)  $\delta^{18}\text{O}$  (‰):

5.5±0.4 для I эклогитов. 5.5±0.4 – значение, установленное для верхней мантии [18];

до 5 для S эклогитов, чьим протолитом, вероятно выступали габбро океанической коры;

более 6 для S эклогитов, чьим протолитом, вероятно являлись базальты океанической коры.

3)  $\epsilon\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : для неизмененных I эклогитов возможна характеристика источника расплава (DM: ~ (+9 - +20 и до 0.7030), PM: ~ (-1 - +1 и 0.7045-0.7055), EM1: ~ (менее -6 и 0.7040-0.7060)); для неизмененных S эклогитов  $\epsilon\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  менее устойчивые критерии, однако их значения могут указывать на архейскую (FMORB) или протерозойскую (MORB) океаническую кору.

Нельзя исключать, что в определенных случаях подобные показатели могут быть объяснены как результат воздействия наложенных процессов.

В последнее время появились возможные перспективные критерии:  $^3\text{He}$  ( $10^{-9}\text{cm}^3\text{STPg}^{-1}$ );  $^4\text{He}/^{22}\text{Ne}$ ; содержание Li в клинопироксенах; содержание Os, Zr, Hf в породе и др.

Литература

1. Schulze D.J. Constraints on the abundance of eclogite in the upper mantle // *Journal of Geophysical Research*, 1989. V. 94, № B4, P. 4205–4212.
2. МакКандлесс Т.Е., Герни Дж.Дж. Алмазоносные эклогиты: сравнение с углистыми хондритами, углистыми сланцами и базальтами MORB, содержащими органический углерод // *Геология и геофизика*, 1997. Т. 38, № 2, С. 371–381.
3. Beard B.L., Frasca K.N., Clayton R.A., Mayeda T.K., Snyder G.A., Sobolev N.V., Taylor L.A. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996. V. 125 (4), P. 293–310.
4. Pernet-Fisher J.F., Howarth G.H., Liu Y., Barry P.H., Carmody L., Valley J.W., Bodnar R.J., Spetsius Z.V., Taylor L.A. Komsomolskaya diamondiferous eclogites: evidence for oceanic crustal protoliths // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2014. V. 167 (3), P. 1–17.
5. Jacob D.E., Foley S.F. Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos*, 1999. V. 48 (1–4), P. 317–336.
6. Menzies A.H., Carlson R.W., Shirey S.B., Gurney J.J. Re–Os systematics of diamond-bearing eclogites from the Newlands kimberlite // *Lithos*, 2003. V. 71 (2–4), P. 323–336.
7. Рябчиков И.Д. Главные компоненты геохимических резервуаров силикатной Земли // *Геохимия*, 2006. № 1. С. 14–22.
8. Smart K.A., Chacko T., Stachel T., Tappe S., Stern R.A., Ickert R.B., EIMF. Eclogite formation beneath the northern Slave craton constrained by diamond inclusions: Oceanic lithosphere origin without a crustal signature // *Earth and Planetary Science Letters*, 2012. V. 319–320, P. 165–177.
9. Лутвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: «Наука», 1991. – 311 с.
10. Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Cratonic lithospheric mantle: is anything subducted? // *Episodes*, 2007. V. 30, № 1, 43–53.
11. McKenzie D., O'Nions R.K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // *Nature*, 1983. V. 301, P. 229–231.
12. Le Roux V., Dasgupta R., Lee C.-T.A. Mineralogical heterogeneities in the Earth's mantle: Constraints from Mn, Co, Ni and Zn partitioning during partial melting // *Earth and Planetary Science Letters*, 2011. V. 307 (3–4), P. 395–408.
13. Hills D.V., Haggerty S.E. Petrochemistry of eclogites from the Koidu Kimberlite Complex, Sierra Leone // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1989. V. 103 (4), P. 397–422.
14. Gréau Y., Huang J.-X., Griffin W.L., Renac C., Alard O., O'Reilly S.Y. Type I eclogites from Roberts Victor kimberlites: Products of extensive mantle metasomatism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2011. V. 75 (22), P. 6927–6954.
15. Бутвина В.Г., Бобров А.В., Лутвин Ю.А. Экспериментальное изучение системы пироп–гроссуляр–альмандин при 6,5 ГПа и 1500–1900°C // *ДАН*, 2001. Т. 379 № 5, С. 655–658.
16. Milholland C.S., Presnall D.C. Liquidus Phase Relations in the CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> System at 3.0 GPa: the Aluminous Pyroxene Thermal Divide and High-Pressure Fractionation of Picritic and Komatiitic Magmas // *Journal of Petrology*, 1998. V. 39 (1), P. 3–27.
17. Yaxley G.M., Green D.H. Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilisation by subduction of oceanic crust // *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 1998. V. 78 № 2, P. 243–255.
18. Mathey D., Lowry D., MacPherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994. V. 128. P. 231–241.

## ВУЛКАНИЗМ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЭПИОКЕАНИЧЕСКИХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Коротеев В.А., Волчек Е.Н., Нечеухин В.М.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Почтовый пер., 7 volchek@igg.uran.ru

Развитие и внедрение геологической парадигмы, основанной на концепциях геодинамики и тектоники литосферных плит, вызвало необходимость пересмотра целого ряда главных положений теоретической и практической геологии. Это касается и одного из важных эндогенных процессов, к которому относится вулканизм. Исследования показывают, что положение в структуре земной коры, пространственные соотношения и состав вулканогенных и вулканогенно-интрузивных ассоциаций в основном определяются геодинамическими режимами и обстановками этапа их образования. Вместе с этим на них накладываются условия последующих трансформаций в процессе их становления в структурах земной коры. Для оценки важности такого вывода существенное значение имеют материалы изучения и реконструкции всего цикла вулканического процесса – от накопления его продуктов до становления их в структурах орогенных поясов [2].

Комплекс специальных исследований в сочетании с геодинамическими и плитотектоническими реконструкциями явились основанием к выделению, в альтернативу геосинклиналям, в качестве одного из главных элементов земной коры орогенных поясов или орогенов. При этом по сумме установленных особенностей для орогенных поясов можно сформулировать следующее определение. *Орогенный пояс (ороген) представляет совокупность деформационных (складчатно-надвиговых, покровно-надвиговых, чешуйчато-надвиговых и других) структур и структурных ансамблей, разместившихся на месте и (или) окраине океанического бассейна в ре-*

*зультате аккреции к континенту (кратону), либо к ансамблю континентальных блоков, фрагментов геодинамических ассоциаций этих бассейнов, или в результате столкновения (коллизии) континентальных блоков.*

Орогены такого строения и особенностей формирования целесообразно обозначать как орогены эпиконтинентального типа (эпиконтинентальные орогены), противопоставляя их складчатым поясам эпиконтинентального типа [3]. Соответственно эпиконтинентальные складчатые пояса не только залегают во внутренних частях континентов (кратонов), но и выполняются, судя по материалам реконструкций, ассоциациями, сопоставимыми с ассоциациями, формирующимися в пределах плитных кратонов на коре континентального типа в условиях устойчивых режимов и обстановок. В этих условиях вулканогенные и вулcano-интрузивные комплексы накапливаются и формируют автохтонные структуры. В противоположность этому для вулканогенных и вулcano-интрузивных комплексов эпиконтинентальных орогенов характерны преимущественно аллохтонные структуры, что в принципе меняет методологию изучения проблем накопления и последующего становления продуктов вулканизма, а также выявления особенностей их состава и других параметров.

Одной из важных особенностей эпиконтинентальных поясов является то, что слагающие их структурно-вещественные ассоциации формируются на коре океанического типа, которая состоит из мантийных ультрабазитов и их аналогов, габбрового горизонта и слоя океанических базальтов при отсутствии сиалических пород выдержанного "гранито-гнейсового" слоя. Индикаторами таких условий служат офиолитовые ассоциации и накопления энзиматических островных дуг. Указания на признаки присутствия такого слоя, что отмечается некоторыми исследователями, связано, чаще всего, с ошибочными толкованиями роли и структурного положения экзотических континентальных террейнов в структуре эпиконтинентальных орогенов или других схожих причин, например совмещения по коллизионным швам.

Вулканогенные комплексы, в которые объединяются океанические базальты, связаны с режимами океанического спрединга. В эпиконтинентальных орогенах они слагают протяженные пояса или зоны слабо дифференцированных параллельных даек (sheeted dykes complex), петрохимические, геохимические и изотопно-геохимические параметры которых сопоставимы с параметрами продуктов спрединга и океанической коры.

Самые значительные накопления продуктов вулканизма в эпиконтинентальных орогенах связаны, как можно судить по материалам геодинамических реконструкций, с субдукционными геодинамическими обстановками. В современных океанических бассейнах основная часть надсубдукционных вулканогенных комплексов принадлежит энзиматическим островным дугам, а также сопровождающим их отложениям задуговых и междугловых бассейнов. Сопоставимые по петрохимическим, геохимическим и изотопно-геохимическим параметрам вулканогенные комплексы устанавливаются и в эпиконтинентальных орогенах. Кроме того для них характерны и другие особенности надсубдукционных вулканогенных комплексов, требующих своего специального изучения.

Основная петрологическая особенность надсубдукционных вулканогенных образований островных дуг эпиконтинентальных поясов состоит в том, что слагающие их комплексы образуют гомодромные серии, начинающиеся с ассоциаций пород основного состава и завершающиеся формациями с породами кислого состава. Нередко такие серии в своем размещении проявляют черты латеральной зональности и стадийности в формировании. Это позволяет выделять серии ранних стадий с преобладанием в составе основных пород, развитых стадий с преобладанием в их составе пород среднего и кислого состава, и поздних, зрелых, стадий, отличающихся появлением в составе серий пород с повышенной щелочностью. Такое деление совпадает с выделением островных дуг разной степени зрелости в современных океанических бассейнах [1].

В противоположность этому, в складчатых поясах эпикратонного типа, формирующихся на континентальной коре с сиалическим слоем, вулканогенные комплексы образуют антидромные серии. Они начинаются накоплением формаций с преобладанием кислых пород и завершаются формациями, в которых преобладают породы основного состава. В таких поясах, как правило, отсутствуют офиолитовые ассоциации, а в вулканогенных имеет место преимущественно вертикальная зональность.

Другой надсубдукционной зоной с накоплением вулканогенных комплексов в эпиконтинентальных орогенах является зона проявления геодинамических обстановок краевых поясов активных континентальных окраин или композиционных структур. Вулканогенные образования таких поясов также проявляют латеральную зональность гомодромного типа от океанического бассейна в сторону континентальной или композиционной окраины.

Более сложное строение имеют вулcano-интрузивные образования, которые связаны с зонами разного типа геодинамических обстановок коллизионного столкновения. Достаточное распространение в эпиконтинентальных орогенных поясах имеют вулканогенные комплексы в пределах коллизионных швов. Вулканогенные комплексы в этих структурных элементах обычно небольшие по масштабам, развиты в ассоциации с комплексами малых интрузий пестрого состава. Вулканогенные комплексы образуют линейные пояса и сложены вулканогенными породами среднего и кислого состава. При участии в сложении эпиконтинентальных поясов континентальных террейнов экзотического типа могут быть выделены зоны межтеррейновой коллизии, которые образуются часто вулcano-интрузивными комплексами среднего и кислого состава.

В ряде случаев в эпиконтинентальных орогенных поясах можно выделить сложные коллизионные структуры, которые были обозначены нами как структурные зоны площадной коллизии. Основание таких структур-

ных зон складывается претерпевшими аккрецию глубоководными кремнистыми, кремнисто-глинистыми и глинистыми породами, включающими массивы ультрабазитов и ультрабазит-габбровых тел. Вулканогенные и вулкано-интрузивные комплексы в этом основании выполняют более поздние тектоно-магматические депрессии. Вулканогенные комплексы представлены андезитами, андезидацитами и дацитами, комагматами которых являются габбро-диориты, диориты, гранодиориты.

Следует отметить еще одну структурную форму выделения вулканогенных и вулкано-интрузивных комплексов в эпиокеанических орогенных поясах. Она связана с локальными и площадными сдвигово-раздвиговыми (транстенсивными) структурами. Как правило, они локализируются на границах коллизионного столкновения крупных тектоно-геодинамических элементов, например зон аккреции островодужных образований и зон, насыщенных континентальными террейнами. Вулканогенные комплексы транстенсивных структур характеризуются совместным присутствием толеитовых и субщелочных петрохимических серий, а также дайковых фаций, отмечающих режим растяжения-сжатия при формировании этих структур.

В связи с переходом геологии на принципы мобилистской парадигмы и, соответственно, включением в исследования методологии геодинамических и плитотектонических реконструкций и палеореконструкций, в эпиокеанических орогенных поясах выявлены сложные особенности структурного залегания вулканогенных и вулкано-интрузивных комплексов. По этим данным вулканические и вулкано-интрузивные комплексы в таких поясах формировались в значительно разобщенных геодинамических обстановках океанических бассейнов на коре океанического типа. В свою очередь структурное становление этих комплексов происходило по периферии континентов в тесном взаимном сочленении. Как свидетельствуют материалы палеомагнитных исследований и петрогеохимических и фациально-формационных сопоставлений, такое становление сопровождалось существенными перемещениями этих комплексов от места своего образования к периферии кратона в условиях аккреции и коллизии. При этом происходила частичная или полная трансформация исходных структур в структуры аллохтонного типа с потерей эволюционных соотношений между вулканогенными и другими ассоциациями. В составе таких аллохтонов существенное значение приобретают фрагменты исходных структур, синформы и антиформы, литопластины и литоблоки, покровы, покровно-надвиговые, а также сложные многопокровные структурные ансамбли, часто в ассоциации с континентальными террейнами. В сложение аллохтонных структур в разной степени вовлекаются также и вулканогенные и вулкано-интрузивные образования.

На основании приведенных данных можно сделать несколько выводов по общим вопросам методологии изучения вулканизма. Прежде всего, с переходом геологии на принципы мобилистской парадигмы при анализе эндогенных процессов, в том числе вулканизма, существенное внимание необходимо уделить геодинамическим реконструкциям. Следует учитывать разный характер вулканизма и последующей трансформации его продуктов, протекающих либо на океанической, либо на континентальной коре. Все это требует разработки методологии, адекватной современным представлениям в геологии.

#### Литература

1. Богатилов О.А., Цветов А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 250 с.
2. Коротеев В.А., Нечеухин В.М. Магматические и метаморфические ассоциации полной геодинамической последовательности // Магматизм и геодинамика. Материалы Первого Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: УрО РАН, 1998, С. 10–22.
3. Нечеухин В.М. Эпиокеанические и эпикратонные палеогеодинамические системы и плитотектоническая металогения Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2007. С. 40–62.

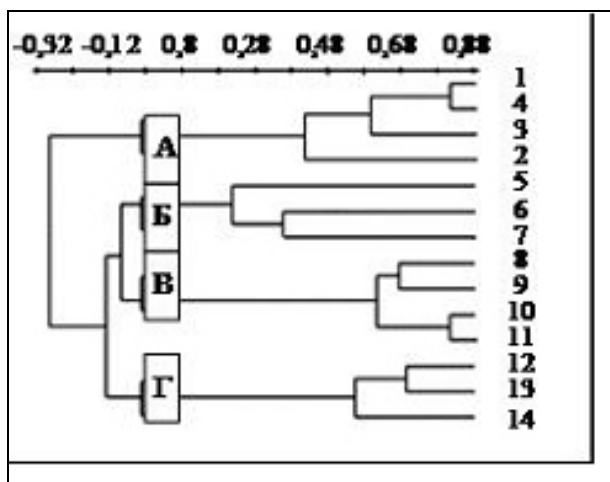
## СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРОДУКТОВ ОСНОВНОГО ВУЛКАНИЗМА РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Костенко Н.В.

*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев, Украина, e-mail: knv@univ.kiev.ua*

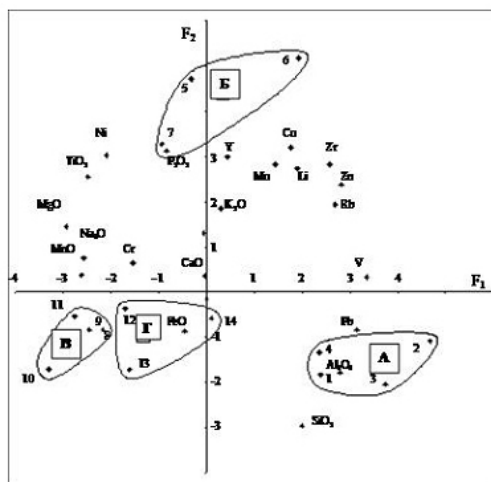
При сопоставлении магматических пород основной проблемой, с которой сталкиваются исследователи, является правильный выбор методических подходов с тем, чтобы получить в максимальной степени корректный конечный результат. Считается, что в этом плане среди геологических методов геохимические являются наиболее информативными, особенно при корреляции однотипных по химическому составу пород, тогда как петрохимические более объективны при сравнении образований, отличающихся своей кремнекислотностью.

На рис. 1 представлена общая структура кластера базальтов Альпийского складчатого пояса Восточной Европы, согласно которому основные эффузивы в пределах положительных значений коэффициентов корреляции разделились на четыре группы: А, Б, В, Г. В состав первой группы А вошли исключительно базальты Центрально-Закарпатской области. Вторая (Б) представлена петротипами Паннонской депрессии и Западных Карпат, а также Грузинского массива, что свидетельствует о близких геодинамических условиях формирования, несмотря на значительную их пространственную разобщенность. В связи с этим следует подчеркнуть, что по сравнению с окружающими структурами Паннонской депрессии и Грузинскому массиву свойственны также минимальные мощности земной коры. Неожданной, но вместе с тем предсказуемой, оказалась приуроченность базальтов к двум структурным зонам Армянского нагорья: пород группы В исключительно к Западной вулканической зоне, а Г – к Восточной, что тем самым лишний раз подчеркивает правомерность их выделения в качестве самостоятельных блоковых структур.



Базальты: Центрально-Закарпатской области (1–4):

По результатам иерархического тестирования пород построена факторная диаграмма (рис. 2) в плоскости первых двух главных факторов, на долю которых приходится более половины (57,2%) общей дисперсии, с оконтуриванием полей фигуративных точек окисно-элементного состава базальтов выделенных групп. Прежде всего обращает на себя внимание пространственная разобщенность полей фигуративных точек состава базальтов А, Б, В, Г групп, что является еще одним дополнительным аргументом корректности разделения этих образований по результатам их кластеризации и соответственно их принадлежности к разным петрогеохимическим типам.



Линиями оконтурены поля фигуративных точек базальтов (А, Б, В, Г), выделенные по результатам кластеризации

**Литература**

1. Костенко Н.В. Розчленування гранітоїдів Інгульського мегаблоку Українського щита математичними методами за петрогеохімічними даними // Мінерал. журн. 2010. Т. 32, № 4. С. 100–107.
2. Костенко Н.В. Про склад і об'єми гранітоїдних комплексів Волинського мегаблоку Українського щита за результатами інтерпретації петрогеохімічних даних / Зб. наук. праць "Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. Вип. 2010. С. 173–183.
3. Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання / М. І. Толстой, Ю. Л. Гасанов, Н. В. Костенко, А. П. Гожик, О. В. Шабатура. Київ: ВПЦ Київський університет, 2003. 329 с.

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗНОТИПНЫХ  
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ ЮЖНОГО САНГИЛЕНА  
И АССОЦИИРОВАННЫХ С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ  
КАК ОТРАЖЕНИЕ СЛОЖНОГО СОЧЕТАНИЯ  
ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ**

**Кузнецова Л.Г.**

*ГЕОХИ СО РАН, г. Иркутск, lkuzn@igc.irk.ru*

Исследован состав раннепалеозойских гранитов и ассоциированных с ними редкометалльных пегматитов субширотного Южно-Сангиленского пегматитового пояса (ЮСП), включающего более двадцати проявлений и крупное месторождение лития Тастыг. Сангиленское нагорье является частью Тувино-Монгольского массива (ТММ), расположенного в пределах каледонской Алтае-Саянской складчатой области (АССО) в южном обрамлении Сибирской платформы. ТММ считается гетерогенной структурой, в основании которой представлена, главным образом, позднерифейская кора переходного типа, включающая фрагменты вулканических дуг, островов, задуговых бассейнов, при подчиненном вкладе раннедокембрийской коры [1]. Магматические ассоциации ТММ в раннем палеозое формировались в условиях аккреционно-коллизийного геодинамического режима, сопровождавшегося мощным воздействием Алтае-Саянского плюма [4], что обусловило продолжительный период магматической активности и, наряду с крайне неоднородным составом коры, привело к образованию интрузий, сложенных габброидами и гранитоидами разнообразного состава. С учетом этих факторов, в данном регионе сложно выявить генетические связи редкометалльных пегматитовых месторождений с конкретными гранитными комплексами и установить геодинамические обстановки их формирования без детальных геохимических и изотопно-геохронологических исследований.

Изучение гранитоидов ЮСП показало, что они очень разнообразны по составу и представлены несколькими магматическими ассоциациями, которые встречаются как автономно, так и в одних полихронных и полигенных массивах. Они включают высокоглиноземистые плагиогранитоиды, выплавленные на разной глубине, серию гранитоидов повышенной калиевой щелочности (НКСА) и субщелочные шошонитовые граниты А-типа. Судя по геологическим взаимоотношениям, они внедрялись в возрастную последовательность, соответствующей порядку их перечисления. Установлена закономерность смены ареалов их распространения в субширотном направлении: с запада на восток увеличивается объем гранитоидов повышенной калиевой щелочности. В этом же направлении возрастает продуктивность проявлений литиевого редкометалльного магматизма, что, наряду с возрастными данными [3], говорит о возможности его генетической связи с постколлизийными НКСА и шошонитовыми гранитоидами.

В восточной части ЮСП наиболее интересным полигоном для исследований взаимоотношений гранитоидов и редкометалльных пегматитов является Хусуингольское пегматитовое поле, включающее крупное месторождение сподуменовых пегматитов Тастыг и еще несколько рудопроявлений, расположенных вблизи Дзос-Хусуингольского гранитного массива. Возраст основных разновидностей гранитоидов этого массива, согласно полученным ранее данным (BCEGEI, SHRIMP, U-Pb по цирконам) соответствует позднему кембрию-раннему ордовики (млн лет): плагиогранитоидов из краевой части Дзос-Хусуингольского массива –  $507 \pm 6$ ; двуполовошпатных биотитовых гранитов, слагающих его основную часть –  $489 \pm 4$ ; возраст сподуменовых пегматитов месторождения Тастыг –  $483 \pm 13$  [3]. Вмещающие их венд-нижнекембрийские карбонатные и терригенно-карбонатные породы слабометаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Плагиогранитоиды тоналит-плагиогранит-лейкоплагиогранитной ассоциации в бассейне р. Хусуингол образуют массивы и мелкие интрузии. В краевой части Дзос-Хусуингольского массива они представлены тоналитами и лейкоплагиогранитами, между которыми наблюдаются фазовые взаимоотношения. Они характеризуются содержаниями (мас.%)  $\text{SiO}_2$  62–73,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16–19 при  $\text{A/CNK}=0.9\text{--}1.1$ , повышенной железнитостью

( $fFe^*=0.80-0.83$ ), Na специализацией щелочей, и умеренной калиевой щелочностью, которая относительно повышается в лейкоплагиогранитах. На диаграмме Ab-An-Or их составы образуют эволюционный ряд из поля тоналитов в поле трондьемитов и гранитов. В них повышены содержания крупноионных (Ba до 3300 г/т, Sr до 1600 г/т) и понижены содержания высокозарядных элементов. Суммы РЗЭ (70–110 г/т) понижены за счет тяжелых РЗЭ, а их нормированные спектры сильно фракционированы  $(La/Yb)_N=33-65$ , европиевый минимум отсутствует. Геохимические особенности позволяют отнести гранитоиды данной ассоциации к производным адакитовых магм, выплавленных в основании утолщенной коры при  $P > 15-16$  кбар. Результаты исследований изотопных систем Sm-Nd, Rb-Sr этих пород подтверждают их нижнекоровое происхождение и рифейский модельный возраст протолита [2]. На дискриминационных диаграммах Nb-Y и Rb-(Y+NB) по [5] точки их составов попадают в поле гранитоидов вулканических дуг.

Гранитоиды диорит-гранодиоритовой ассоциации умеренной глиноземистости и повышенной калиевой щелочности в бассейне р. Хусуингол образуют многочисленные мелкие интрузивные тела. Аналогичные по составу гранитоиды в центральной части ЮСП образуют довольно крупные массивы (н-р Акадырский, площадью до 20 км<sup>2</sup>). При содержании (мас.%) SiO<sub>2</sub> 59–65, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=14–16, A/CNK=0.7–0.9, они умеренно железистые ( $fFe^*=0.6-0.7$ ) с K-Na специализацией щелочей. На диаграмме Ab-An-Or их нормативные составы находятся в поле гранодиоритов, на диаграмме Ab-Q-Or они располагаются вдоль классического дифференционного тренда известково-щелочных серий повышенной калиевой щелочности (НКСА). Содержания крупноионных элементов в них повышены, а высокозарядных несколько превышают кларковые,  $\Sigma PЗЭ = 130-170$  г/т, спектры РЗЭ умеренно фракционированные с  $(La/Yb)_N=12-14$ , Eu/Eu\* в гранодиоритах снижается до 0.6. На дискриминационных диаграммах Nb-Y и Rb-(Y+NB) точки составов пород этой ассоциации попадают в поле постколлизийных гранитоидов.

Биотитовые двуполевошпатовые граниты кыстарысского комплекса в пределах Хусуингольского поля представлены 3-мя фазами. *Биотитовые порфировидные граниты главной фазы*, слагающие основную часть Дзос-Хусуингольского массива, умеренно глиноземистые (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=13.5–16%, A/CNK=1.0–1.1) и характеризуются высокой калиевой щелочностью (до уровня шошонитов). Они умеренно-щелочные ( $K_{app}=0.76-0.86$ ) с K-Na специализацией щелочей, высокожелезистые ( $fFe^*=0.84-0.93$ ). На диаграмме Ab-An-Or их составы находятся в поле гранитов, на диаграмме Ab-Q-Or они располагаются в конце классического дифференционного тренда известково-щелочных серий повышенной калиевой щелочности (НКСА). Содержания высокозарядных элементов в них значительно превышают кларковые,  $\Sigma PЗЭ = 200-260$  г/т, спектры РЗЭ умеренно фракционированные с  $(La/Yb)_N=10-20$ , Eu/Eu\* = 0.3–0.5. На дискриминационных диаграммах Nb-Y и Rb-(Y+NB) точки составов этих гранитов попадают на границу полей внутриплитных и постколлизийных обстановок. *Биотитовые двуполевошпатовые лейкограниты* поздней фазы этого комплекса образуют жильные тела, секущие граниты главной фазы, а также слагают небольшие сателлиты вблизи границ Дзос-Хусуингольского массива. С ними тесно связаны жильные *мусковитовые пегматоидные лейкограниты и кварц-полевошпатовые «безрудные» пегматиты*.

Сподуменовые пегматиты Хусуингольского поля располагаются обособленно и не обнаруживают прямой генетической связи с гранитами. Они сгруппированы в серии сближенных субвертикальных плитообразных или изогнутых даек протяженностью до нескольких сотен метров мощностью от 1 до 25 м, внедряющихся по трещинам отслоения во вмещающих породах. Слабо выраженная зональность их внутреннего строения обусловлена преобладающим развитием (до 80% объема) слагающего их мелко- или среднезернистого кварц-сподумен-полевошпатового минерального комплекса при подчиненной роли кварц-полевошпатовых комплексов. Совокупный объем сподуменовых пегматитов месторождения Тастыг соответствует небольшому гранитному массиву, а средний нормативный состав близок к эвтектическому согласно [6], что, наряду с другими признаками, служит подтверждением их магматической природы. Средний валовый состав жильной серии Тастыг и средний состав наиболее распространенных на Тастыге разновидностей минеральных комплексов соответствует высокоглиноземистым гранитам с показателями A/CNK = 1.3–1.4 (мол), (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+Li<sub>2</sub>O) = 7.0–7.8 (мас.%) и необычно низким для редкометалльных пегматитов соотношением Na<sub>2</sub>O/ K<sub>2</sub>O = 1.3–1.5. Содержания F, B, H<sub>2</sub>O во всех породах очень низкие и не коррелируют с интенсивным накоплением в них лития. Сподуменовые гранитоиды месторождения Тастыг и других проявлений Хусуингольского поля характеризуются не только высокими концентрациями Li, Nb, Ta, Sn, Be, типичных для пегматитов этого типа, но также повышенными содержаниями ряда не свойственных им элементов – Zr, Hf, Pb, Y, REE, U, Th.

Несмотря на отсутствие признаков прямой генетической связи сподуменовых пегматитов с гранитами кыстарысского комплекса, особенности их редкоэлементного состава и близость Nd-изотопных характеристик представительных проб пегматита месторождения Тастыг с таковыми в биотитовых порфировидных гранитах главной фазы Дзос-Хусуингольского массива [2], могут свидетельствовать об их парагенетической взаимосвязи.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-06709-а*

## Литература

1. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. №5. С. 491–511.
2. Кузнецова Л.Г., Дриль С.И. Первые данные изучения Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем раннепалеозойских гранитоидов Южно-Сангиленского пояса редкометалльных пегматитов // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Тез. докл. Санкт-Петербург: ИГГД РАН. 2015. (в печати).
3. Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометалльных пегматитах Республики Тыва // Литий России (Сборник статей по материалам Всероссийской научно-практической конференции). Новосибирск: ИГиМ СО РАН. 2011. С. 65–70.
4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т.11. № 6. С. 556–586.
5. Pearce J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams // Wyman D.A. (ed.) Trace elements geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes. 1996. V. 12. P. 79–113.
6. Stewart D.B. Petrogenesis of lithium-rich pegmatites // J. American Mineralogist. 1978. V. 63. P. 970–980.

## ТЕКСТУРНО – ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРИЗНАКИ ОСОБЕННОСТЕЙ ЗАРОЖДЕНИЯ И ТРАНСПОРТИРОВКИ РАСПЛАВОВ К ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДОВ КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД)

Курчавов А.М.<sup>1</sup>, Толмачева Е.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГЕМ РАН, Москва, E-mail kam@igem.ru

<sup>2</sup> ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e-mail Helena-Tolmacheva@yandex.ru

Для раскрытия особенностей зарождения и транспортировки расплавов к поверхности земли необходим комплексный анализ составных частей горных пород: текстурно-структурных узоров, минералов и их взаимоотношений, газово-жидких включений.

Проиллюстрируем это на гранитоидах Кавказских Минеральных Вод (КМВ), сформировавшихся 8 млн лет тому назад. Они прорывают краевую часть Скифской платформы и обязаны своим появлением воздействию на континентальную кору мантийного плюма (с широким развитием процессов гибридизма) и наличию зоны повышенной проницаемости в узле пересечения здесь Транскавказских субмеридиональных глубинных расколов и субширотного Терского разлома [1].

Гранитоиды представлены порфировидными тонкокристаллическими разностями. Характерно их полосчатое строение, обусловленное чередованием темно- и светло-окрашенных полосок, нередко образующих складки (рис. 1). Полоски различаются составом и характером взаимоотношений друг с другом. Темные полоски на границе со светлыми имеют эндоконтактовую зону более плотного сложения и более темного цвета и часто выглядят как ранние фьямме в игнимбритах. Такая текстура пород свидетельствует о высокой текучести расплава из-за насыщенности его летучими компонентами.



Рис. 1. Характер полосчатости в гранитоидах КМВ. г. Змейка. Слева – складки, справа – укороченные темноокрашенные полоски основной массы, напоминающие фьямме в игнимбритах



В гранитоидах обильны и разнообразны ксенолиты: осадочные породы различной степени переработки, интрузивные породы (от габброидов до гранитов), кристаллические сланцы. Причем, чем больше породы насыщены ксенолитами, тем резче в них проявлена полосчатость. Еще одна примечательная черта гранитоидов – широкий спектр минералов и присутствие разных генераций первично магматических цирконов [2, 3].

Цирконы короткопризматические заключены в пироксенах, а длиннопризматические ассоциируют с плагиоклазами, роговой обманкой. Различие по времени образования подтверждается наблюдениями над температурой гомогенизации расплавных включений в минералах (таблица 1). Генерации цирконов заметно различаются содержаниями РЗЭ при сходном характере их распределения (рис. 2). Ранние цирконы обеднены РЗЭ, а поздние (длиннопризматические) цирконы обогащены этими элементами.

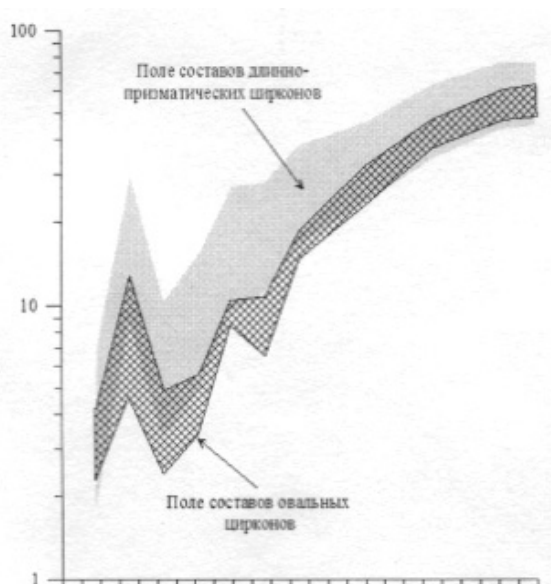
**Таблица 1.** Последовательность и условия кристаллизации минералов гранитоидов КМВ

Кристаллизующиеся минералы	Типы первичных включений	P-T- условия захвата включений и особенности кристаллизации минералов
Циркон (короткопризматический), апатит Вкрапленники сфена, пироксена	PВ PВ п.р. с флюидной фазой. Редкие ФВ жCO <sub>2</sub>	? гом. 1280 ± 10°C (4 измерения PВ в пироксене), более 5 кбар. Кристаллизация в очаге генерации магмы. T,P одинаковы в светлых и темных полосках
Вкрапленники амфибола, плагиоклаза, циркона (длиннопризматического), биотита, магнетита  Деформация вкрапленников	Сингенетичные PВ п.р. без флюидной фазы и ФВ (гж H <sub>2</sub> O + соли и г., гж. CO <sub>2</sub> ). Солевые фазы в водно-солевых включениях представлены NaCl, реже KCl и рудными минералами (С не менее 50 мас. %в экв. NaCl) и формирование продолжающегося (T = 950–900°C)	T гом. PВ = 1010 – 950° C (10 измерений в амфиболе). P = 5–3 кбар. Кристаллизация в процессе подъема магмы и дегазации в ней. T,P одинаковы в светлых и темных полосках.  полосчатости в процессе подъема магмы
Лейсты плагиоклаза в основной массе темных полосок. Лейсты плагиоклаза в основной массе светлых полосок	PВ п.р.  PВ п.р.	T гом. PВ = 900 – 850° C (2 измерения)  T гом. PВ = 880–820° C

*Примечание.* PВ п.р. – полностью раскристаллизованные расплавные включения. ФВ – флюидные включения (гж – газово-жидкие, г – газы, ж – жидкие). Т гом. PВ – температура гомогенизации расплавных включений.

Условия кристаллизации цирконов разного габитуса были разными: коротко- призматические цирконы кристаллизовались до проявления дегазации в расплаве и в более глубоких условиях, а длиннопризматические – в условиях дегазации в расплаве и в менее глубоких, по-видимому, субвулканических условиях и быстро, о чем свидетельствует многочисленность в них не только минеральных, но и сингенетичных первичных полностью раскристаллизованных расплавных включений (PВ) без флюидной фазы и флюидных включений (ФВ). Температура гомогенизации первичных PВ в пироксенах, заключающих короткопризматические цирконы, составляет 1280 ± 10 °C, а в амфиболах, с которыми ассоциируют длиннопризматические цирконы, равна 1010–950 °C и одинакова в светлых и темных полосках.

Объем отделяющегося при дегазации от кристаллизующейся магмы флюида был значительным. Дальнейший подъем магмы (с вкрапленниками) сопровождался неравномерным распределением флюида в остаточном расплаве с образованием полос (струй), обогащенных флюидом и обедненных им, что и определило полосчатую текстуру основной массы. В обогащенных флюидом (светлых) полосах основная масса более зернистая, кристаллизовалась несколько позднее и при более низких температурах, чем в (темных) полосах, обедненных флюидом: температура гомогенизации PВ в лейстах плагиоклаза в основной массе темных полос 850–900 °C, а светлых полос 820–880 °C. В темных полосах основная масса более тонкозернистая, вкрапленники более интенсивно деформированы и меньше корродирована их поверхность. И хотя основная масса полос, обогащенных и обедненных флюидом, состоит из одних и тех же минералов (полевых шпатов, пироксена, амфибола, чешуек биотита, рассеянных



**Рис. 2.** Характер распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, в ранних (сетка) и поздних (серое поле) цирконах гранитоидов КМВ

кристаллов магнетита (?) и кварца в интерстициях между ними), соотношения между этими минералами в них разные. Основная масса светлых полос содержит больше плагиоклаза (№ 28–32) и кварца и потому более светлая. В основной массе темных полос больше пироксена, сфена, что и придает ей темную окраску. С различиями минерального состава связана тенденция большого содержания в светлых полосах  $\text{SiO}_2$ , Pb, Th и меньшего Mg, Ba. Флюидонасыщенность светлых и темных полос (н/магн. и эл./магн. фракций) резко различна (таблица 2).

**Таблица 2.** Флюидонасыщенность разноокрашенных полосок. Гора Верблюд.

Фракции	Окраска полос	Температурные интервалы газовыделения и коэффициенты флюидонасыщенности в них (F усл. ед.)			Сумма F усл. ед.
не магнитная	темная	225–360 F=0.8	нет	575–675 F=0.18	F=0.98
	светлая	150–340 F=5.6	нет	550–700 F=13.4	F=19.0
Электромагнитная	темная	225–363 F=2.5	420–480 F=0.05	590–635 F=0.15	F=2.7
	светлая	150–335 F=40.0	375–410 F=0.7	590–640 F=1.4	F=42.1

Итак, гранитоиды КМВ образовались из расплава, возникшего за счет плавления разнородного субстрата. Об этом говорят обильные ксенолиты разнообразных пород. Это подтверждают цирконы, часто заключающие более древние ядра. Разнородность субстрата, давшего расплав, обусловила нарушение изотопных равновесий в данных породах [4]. С другой стороны, расплав был в высшей степени гомогенизирован. Об этом говорят близость состава разноокрашенных полосок и сходный характер распределения в них РЗЭ. При движении расплава к поверхности неоднородность давшего его субстрата привела к расслоению в виде разноокрашенных полосок разной степени флюидизации. В очаге генерации расплава кристаллизовались короткопризматические цирконы, апатит, сфен и пироксен при температурах около 1280 °С и  $P > 5$  кбар. Подъем расплава сопровождался интенсивной дегазацией и кристаллизацией вкрапленников амфибола, плагиоклаза, длиннопризматических цирконов, биотита, магнетита в температурном интервале 1010–950 °С при давлении 3–5 кбар. Флюид, отделяющийся от магмы при подъеме и дегазации, был обогащен хлоридами Na и K. При подъеме магмы вкрапленники интенсивно деформировались, а флюид в остаточном расплаве распределялся неравномерно. Температура формирования полосчатости была около 900° С. Высокая флюидонасыщенность расплава способствовала его быстрому подъему к поверхности земли и расслоенности, а различия в насыщенности флюидами основной массы (разноокрашенных) полос обусловили разные условия и время её кристаллизации, разные структурно-вещественные особенности и, соответственно, разную окраску полос.

### Литература

1. Богатиков О.А., Курчавов А.М., Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Докучаев А.Я., Носова А.А. Геолого-петрографические особенности позднемиоценовых гранитоидов Кавказских Минеральных Вод и их связь с воздействием суперплюма // Доклады РАН. 2010. Т. 432. № 3. С. 365–369.
2. Курчавов А.М. Полосчатость лакколлитов Кавказских Минеральных Вод и проблемы ее формирования // Магматизм и рудообразование. Материалы конференции, посвященной 125-летию со дня рождения академика А.Н. Заварицкого: М., ИГЕМ, 2009. С. 75–77.
3. Курчавов А.М., Толмачева Е.В., Богатиков О.А., Котов А.Б. Особенности формирования гранитоидов Кавказских Минеральных Вод (по результатам изучения расплавных и флюидных включений в минералах) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 452, № 3. С. 308–312.
4. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Авдеев А.С. и др. // ДАН. 2006. Т. 410. № 1. С. 95–10.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Кушманова Е.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, [evkushmanova@geo.komisc.ru](mailto:evkushmanova@geo.komisc.ru)

Неркаюский комплекс выделен в процессе проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50000 [8]. Комплекс составляет одноименный тектонический блок, имеющий в плане серповидную форму и прослеживающийся в северо-восточном направлении на 80 км по правобережью р. Хулги от ее крупных притоков – р. Хальмерью на юге до р. Бол. Тыкотлова на севере. Комплекс сложен гранат-слюдяными кристаллическими

сланцами, гранат-барруазитовыми амфиболитами и эклогитами. Но чаще всего встречаются их измененные разновидности: хлорит-мусковит-альбит-кварцевые, эпидот-хлорит-актинолитовые и эпидот-глаукофановые сланцы.

В 80-х гг. А. М. Пыстиным и Ю. И. Пыстиной была выполнена на основе изучения геологических условий залегания пород, установления особенностей химического состава метаморфических образований и исследований морфологических особенностей и видового состава акцессорных минералов попытка реконструкции первичного состава метаморфитов неркаюского комплекса [4]. В 2012 г. нами при проведении полевых исследований в районе выс. Максимка-Нюр и на правом берегу р. Неркаю были получены новые данные по петрохимическому и микроэлементному составу пород неркаюского комплекса. Новые петрогеохимические данные [5], представленные относительно слабоизмененными высокотемпературными метаморфитами, позволяют уточнить ранее сделанные выводы о первичном генезисе метаморфитов, а также высказать предположение о возможных геодинамических обстановках формирования их протолитов.

*Метабазиты* представлены эклогитами, апоэклогитовыми амфиболитами и промежуточными разновидностями – амфиболизированными эклогитами. Проанализированные петрохимические данные метабазитов, по наиболее часто используемым дискриминантным диаграммам (А. Нематова, Б. Муана и Н. де ля Роша, А. А. Предовского, А. Миаширо и др. [1, 3, 11]), показали, что эклогиты и амфиболиты образовались по толеитовым базальтам, относящимся к низко-калийному типу пород. На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса [цит. по 6] точки составов эклогитов попадают в поле континентальных базальтов, а апоэклогитовых амфиболитов – в поле океанических островов. Учитывая, что эти породы слагают одни и те же тела, формирование их протолитов в различных геодинамических обстановках навряд ли возможно. Некоторые различия в их химизме, скорее всего, связаны с метаморфизмом (диафорезом амфиболитовой фации), что и привело к смещению фигуративных точек составов на диаграмме Дж. Пирса. В связи с тем, что эклогитовый парагенезис является более ранним, именно положение точек составов эклогитов должно более точно отражать геодинамические условия образования пород. Таким образом, петрохимические данные дают основание предполагать, что протолиты исследованных нами метабазитов неркаюского комплекса сформировались в континентальных условиях.

Сравнение распределения РЗЭ в метабазитах неркаюского комплекса с типовыми составами вулканитов основного состава показывает сходство с платобазальтами и умеренно-обогащенными толеитами окраинных (задуговых) морей [9]. На диаграмме Б. Кабаниса и М. Ликолла [цит. по 6] точки составов пород так же находятся в области базальтов задуговых бассейнов.

Для метабазитов характерно низкое содержание литофильных элементов – К, Rb, Ba. Количество Zr и Hf совпадает, а Ta, Nb и остальных элементов с высокой силой поля незначительно превышает содержание их в базальтах N-COX. Такое распределение элементов свойственно, например, платобазальтам юго-запада Японии, которые сформировались в обстановке рифтогенеза континентальной окраины [2].

Основываясь на данных, полученных при анализе как геохимических, так и петрохимических материалов по метабазитам неркаюского комплекса, можно сделать вывод о том, что они имеют континентальные метки и сформировались, скорее всего, на окраине континента в обстановке рифтогенеза и последующего развития задугового моря.

Проанализированные химические данные *гранат-слюдяных кристаллических сланцев* по диаграммам А. Нематова [цит. по 1] и А. А. Предовского [3] показали, что породы являются парапородами и образовались по грауваккам.

Мультиэлементный спектр для кристаллических сланцев в сравнении со спектрами распределения элементов в граувакках, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках позволил судить о схожести исследуемых кристаллических сланцев с составами граувакк континентальных островных дуг [7, 10, 12].

Полученные нами данные расходятся с ранними представлениями о протолитах неркаюского комплекса и их геодинамических обстановках образований. Так ранее метабазиты по химическому составу были отнесены к океаническим толеитам, а кристаллические сланцы – к островодужным метаморфизованным грауваккам, песчано-глинистым отложениям и слюдяно-кварцевым сланцам [3]. На основании полученных нами анализов петрогеохимических данных наиболее вероятным представляется предположение о формировании протолитов метаморфических пород неркаюского комплекса в обстановке континентального рифтогенеза и последующего формирования задугового моря.

## Литература

1. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 512 с.
2. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
3. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 115 с.
4. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы Западного Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

5. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Потапов И.Л., Панфилов А.В. Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2014. 46 с.
6. Скляр Е.В. Интерпретация геохимических данных: Уч. пособие. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
7. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
8. Отчёт о результатах групповой геологической съёмки масштаба 1:50000 на территории листов Q-41-99-Г/б, г/, 100-В, Г, III-Б/б, г/, В, Г, 112-А, Б, В, Г/а/ "Результаты геологосъёмочных работ в бассейнах рек Хальмерью и Балабанью на Приполярном Урале" / Тыктловская ГСП, 1976-79 гг./ Том I, текст г. Воркута, 1981 г.
9. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: МГУ, 1997. 320 с.
10. Bhatia M.R., Crook A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 921. P. 181-193.
11. Miyashiro, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: Am. Jour. Sci. V. 274, 1974. P. 321-355.
12. Tarney J., Saunders A.D., Mathey D.P., Wood D.A. and Marsh N.G. Geochemical aspects of back-arc spreading in The Scotia Sea and western Pacific // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 300. 1981 P. 263-285.

## ИЗМЕНЧИВОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ ПО РАЗРЕЗУ АУЛАНДЖИНСКОГО ВЫСТУПА (ФУНДАМЕНТ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА)

Левин Б.С.

*Израиль, Иерусалим. ber-levin@rambler.ru*

По легенде к Гостгеокарте-50000 фундамент южной части Омолонского массива подразделяется на две структурно-формационные зоны – восточную и западную. В наиболее детально расчлененной восточной зоне в качестве стратотипического района выделен Ауланджинский выступ, расчлененный на 8 стратиграфических уровней. Именно в нем составлены, промеряны и описаны опорные разрезы для всех их, за одним только исключением - разрез важенковской свиты описан в соседнем (Закоронном) выступе, потому что в Ауланджинском выступе эта свита на дневной поверхности представлена только отдельными реликтовыми блоками в теле параавтохтонной интрузии.

Стратиграфический разрез Ауланджинского выступа выглядит так [1]:

### **Золотогорская серия:**

Анюткинская свита (2300 м) – преобладающие гиперстеновые гнейсы, а также двупироксеновые сланцы, глиноземистые (гранатовые, биотит-гранатовые) и высоко-глиноземистые породы, редкие гранат-пироксеновые (эклогитоподобные) сланцы и ультрамафические породы. Свита подразделена на три подсвиты. В нижней – повышена роль двупироксеновых сланцев (до 25%), а в верхней – глиноземистых пород (до 10%).

Гранат-пириболитовая толща (до 300 м) сложена породами с совместным присутствием граната и пириболов (= пироксены и/или роговая обманка) – гранат-пириболовыми (эклогитоподобными) сланцами, гранат-амфиболовыми и гранат-гиперстеновыми плагиогнейсами, гранатовыми и гранат-пироксеновыми амфиболитами. Все эти породы суммарно составляют около половины мощности толщи, другая же половина ее разреза представлена безгранатовыми породами, аналогичными нижезалегающим.

Важанковская свита (стратотип – в Закоронном выступе – 860 м) представлена гранатовыми гнейсами, высокоглиноземистыми породами и редкими двупироксеновыми сланцами









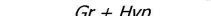
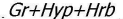

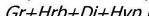










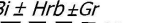


### **Приискательская серия:**

Гошинская свита (до 1500 м) – дробно переслаивающиеся амфиболиты, амфиболовые гнейсы и кварциты, изредка гранат-биотитовые породы, и еще более редкие гранат-пироксеновые амфиболиты (или эклогитоподобные амфиболиты)

Дождинская свита (1000–2000 м) – амфиболовые гнейсы, местами с прослоями амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов.

Евгеньевская свита (750–2000 м) – биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы подчас с графитом и редкие амфиболиты.

Разрез Закоронного выступа при учете его некоторых латеральных отличий (несколько повышенная карбонатность, большая массивность структур и др.), достаточно хорошо коррелирует с Ауланджинским разрезом. Анюткинской свите соответствует здесь диопсидгнейсовая толща с относительно подчиненными количествами в ней гиперстеновых и двупироксеновых парагенезов. Маломощной гранат-пириболитовой толще соответствует такая же маломощная и занимающая в разрезе сходное положение кальцифировая толща, в которой вместе с кальцифирами распространены гнейсы с гранатом, биотитом или же амфиболом и диопсидом. Далее вверх по разрезу идут уже указанные в предыдущем разрезе свиты – важанковская, дождинская и евгеньевская (пестрая по составу гошинская свита в Закоронном выступе из разреза выпадает).

		сери	з о л о т о г о р с к а я				п р и с к а т е л ь с к а я				
			свиты (толщи)	а н ю т к и н с к а я			гранат - прибо- литовая	важенков- ская	гошинская	дождин- ская	евгеньев- ская
				нижняя	средняя	верхняя					
1	парагенез Hyp + Gr	Ультраосновные породы	обычного ряда 			слюдяные 		кортландит 			
2		гнейсы и глиноземистые сланцы кварцито-сланцы (эвлизиты)				Hyp + Gr 					
3		высокоглиноземистые породы	Gr+Sill (± Cord ± Bi ± Shp ± Spfr) 					Bi + Sill (± Gr) 			
4		парагенез граната и прибиолов в основных породах	Gr + Hyp + Di (эклогитовые сланцы) 								
			 Gr + Hyp  Gr+Hyp+Hrb  Gr+Di+Hrb  Gr+Hrb+Di+Hyp (эклогитовые амфиболиты)  								
5		основные породы (безгранатые)	Hyp + Di (двупироксеновые сланцы)   Hyp  Hyp + Hrb 					Hrb (± Di) (амфиболиты)   Di + Bi   Di 			
6			плагноклазиты	Hyp + Di 					 Bi ± Hrb ± Gr		

Вертикальное распространение характерных минеральных парагенезов в различных породных группах (1–6) по разрезу Ауланджинского выступа

Условные обозначения:

Кружки отражают единичные находки указанного парагенеза в данной свите (подсвите, толще). Точечные линии – интерполяция распространения соответствующего парагенеза по единичным его обнаружениям. Другие типы линий и линзы отмечают массовое распространение данного парагенеза или, по крайней мере, какое-то заметное его проявление – не по единичным находкам (у каждой группы пород – свой тип линий или линз).

Термины и обозначения минералов на схеме:

Прибиолы – пироксены и амфиболы при объединенном их рассмотрении.

Приболит – порода содержащая пироксены и/или амфиболы,

Гранат-приболитовая толща наполовину или больше, состоит из пород с совместным парагенезом граната с прибиолом.

Bi – биотит, Cord – кордиерит, Di – диопсид, Gr – гранат, Hrb – роговая обманка, Hyp – гиперстен, Ol – оливин, Sapf – сапфирин, Shp – шпинель, Sill – силлиманит.

Уже по перечислениям пород бросается в глаза различие минеральных парагенезов в двух сериях: гиперстеновые – в золотогорской и амфиболовые – в приискательской, что естественно интерпретируется как различие серий по фациям метаморфизма.

Детальные исследования (прежде всего, в Ауланджинском выступе) позволили проследить изменчивость минеральных парагенезов по разрезу значительно более дробно. Эта изменчивость отражена на схеме (см. рисунок), из которой отчетливо видно, что практически каждое стратиграфическое подразделение имеет характерный только для него набор минералов в сходных типах пород. Существенно, что разделение минеральных парагенезов по свитам (толщам) присуще самым разным породным группам – и широко распространенным в разрезах фундамента, и, наоборот, встречающимся достаточно редко.

Указанная изменчивость парагенезов минералов по разрезу не выведена из каких-либо физико-химических теорий, генетических построений и т. д., то есть, указанные парагенезы не интерпретируются пока что в терминах физических условий их образования. Приведенная картина отражает определенный природный факт, представляя собой систематизацию конкретных наблюдений.

Представляется интересным графическое сходство данной картинки со схемами распространения руководящих ископаемых в осадочных разрезах фанерозоя. Существенно, что там ископаемые остатки имеют определенную ценность для картирования даже при невыясненности их филогении (пример – конодонты).

Очевидно, и тут тоже отсутствие физико-химической теории такой изменчивости не должно тормозить возможность применения этих данных на практике.

Приведенная схема построена в основном на данных по Ауланджинскому выступу – он и лучше обнажен, и контрастнее составлен разнообразными породными комплексами, и детальнее изучен. Однако, даже при нынешней изученности Закоронного выступа, уже сейчас на основе приводимого тут материала, можно указать, дополнительное подтверждение правильности его корреляции с Ауланджинским разрезом. Таким подтверждением являются находки в нем весьма редких слюдяных ультрамафитов со своеобразным парагенезом (флогопит + пироксены и оливин или серпентин) в точности на тех же самых уровнях разреза, что и сходные породы в Ауланджинском выступе. И там и там слюдяные ультрамафиты (по химическому составу близкие к лампроитам) отмечены только в верхних горизонтах золотогорской серии – в важенковской свите (в каждом из выступов), и в двух толщах, подстилающих важенковскую свиту – в гранат-пириболитовой (Ауланджинский выступ) и в кальцифировой (Закоронный выступ).

Таким образом, данное сопоставление можно считать первым подтверждением работоспособности приводимой схемы при корреляциях разнесенных участков.

#### Литература

1. Левин Б.С. Структура метаморфического цоколя юга Омолонского массива. В сб. «Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование». Магадан. 1991. С. 30–45

## МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИЕ ВЫСОКОКАЛИЕВЫЕ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫЕ СЕРИИ В ПРИСАЯНСКОМ КРАЕВОМ ВЫСТУПЕ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА.

Левицкий И.В.

*Институт геохимии СО РАН, Иркутск, ilevit@bk.ru.*

Присяянский (Шарыжалгайский) краевой выступ фундамента Сибирской платформы (ФСП) прослеживается от побережья оз. Байкал на 300 км к северо-западу до р. Ока. Основными структурно-вещественными подразделениями являются: шарыжалгайский и китойский комплексы; Онотский и Таргазойский зеленокаменные пояса, массивы тоналит-гранодиоритовых гранито-гнейсов. В выступе выделяют блоки: юго-восточный – Иркутский, центральный – Жидойский, северо-западные – Китойский и Булунский, северо-восточный – Голоусненский. Шарыжалгайским комплексом сложены Иркутский, Жидойский, Голоусненский блоки, а китойским – Китойский. В шарыжалгайском комплексе метаморфизм гранулитовой фации проявился в интервале 2,557–2,562 млрд лет и 1,85–1,87 млрд лет, а в китойском – 2,48–2,53 млрд лет [5].

Традиционно полагалось [4], что метаматические породы основного и кислого составов гранулитовых шарыжалгайского и китойского комплексов слагают основной объем этих толщ. Считалось, что это толеитовые базальты сформированные в обстановке океанических островов и островных дуг [4]. Сейчас установлено, что основные метаматические породы представлены, по крайней мере, тремя генетическими и возрастными группами: биотит-двупироксеновыми плагиосланцами – реконструируются как высококалийные метавулканы известково-щелочной (шошонит-латитовой) серии; двупироксеновыми плагиосланцами – расчлененными массивами габбро-анортозитов; двупироксеновыми плагиосланцами, реставрируемыми как метабазальты известково-щелочных серий надсубдукционных обстановок [3]. Плагиосланцы первой и третьей групп ассоциируют с биотит-гиперстеновыми и гиперстеновыми плагиогнейсами, что позволяет рассматривать основные и кислые породы как единые бимодальные серии.

При геохронологических исследованиях было установлено, что породы третьей группы сформировались в палеопротерозое. В этот же период происходило и накопление метатерригенных толщ шарыжалгайского комплекса. Возраст пород второй группы – метагабброидов составляет 2,649 млрд лет [5]. Породы первой группы в шарыжалгайском комплексе пересекаются неархейскими габброидами, что позволяет отнести их к архейским образованиям (нео-мезоархей). В китойском комплексе подобные породы перемежаются с основными породами, возраст которых составляет 2,549 млн лет.

Породы первой группы – архейские биотит-двупироксеновые плагиосланцы наблюдаются в переслаивании с биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами, мелкозернистыми эндербитами, ортогнейсами в виде пластов мощностью до 3 м в Жидойском и Голоусненском блоках. В Иркутском блоке встречаются в пластах и включениях среди мигматитов. На диаграмме Куно большинство из них лежит в поле высокоглинозёмистых

и щелочных базальтов. Пространственная совмещенность и близкие геохимические свойства позволяют рассматривать биотит-двупироксеновые плагиосланцы, биотит-гиперстеновые и биотитовые ортоogneйсы в качестве генетически единой ассоциации пород. Относительно палеопротерозойских двупироксеновых плагиосланцев они обогащены в Иркутском и Жидойском блоках –  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Rb, Ba, Sr, REE, Zr и обеднены Cr, Ni, Co. На диаграмме (рис. 1, выб. 1, 3, 5, 6) архейские метавулканы шарыжалгайского комплекса (Иркутский и Голоустненский блоки) попадают в поля известково-щелочной и высококалийевой серий, а архейские породы китойского комплекса (Китойский блок) – толеитовой (метагабброиды), известково-щелочной и высококалийевой известково-щелочной (метавулканы) серий (рис., выб. 1, 6). По геохимическим параметрам – высоким концентрациям  $\text{K}_2\text{O}$  (1,56–3,89%), Ba (1000–1900 г/т), Sr (830–1600 г/т) большая часть биотит-двупироксеновых плагиосланцев Иркутского блока может быть отнесена к высококалийевой известково-щелочной (шошонит-латитовой серии). Но, для последней по литературным данным не характерны [13] такие значительные содержания  $\text{TiO}_2$  (1,66–2,43%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (1,41–1,53 %). Биотит-двупироксеновые плагиосланцы Жидойского блока близки к породам шошонит-латитовой серии по концентрациям не только  $\text{K}_2\text{O}$ , но и –  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Ba, Sr. От классических шошонитов реконструируемые породы отличаются [13] более высокими содержаниями высокочarged элементов (Y, Yb, Zr, La, Ce). Докембрийские высококалийевые известково-щелочные серии по геохимической специфике, возможно, отличаются от современных. Неоархейские биотит-двупироксеновые плагиосланцы шарыжалгайского комплекса, как и породы высококалийевой известково-щелочной (шошонит-латитовой) ассоциаций имеют резко фракционированный характер распределения REE с преобладанием лёгких лантаноидов над тяжёлыми, близких к OIB. Раннедокембрийские шошонитоподобные породы в высокометаморфизованных гранулитовых комплексах известны пока только на Амазонском кратоне [11]. Точки их составов попадают в те же области, что и породы Присяянского краевого выступа – поля известково-щелочных и высококалийевых известково-щелочной серии (рис. выб. 1, 4, 5, 6, 8).

Породы второй группы – архейские метагаббро шарыжалгайского (Иркутский блок), и с большой долей китойского (не разделен на графике по составу) комплекса Китойского блока попадают в поле толеитовой серии (рис. выб. 2, 6).

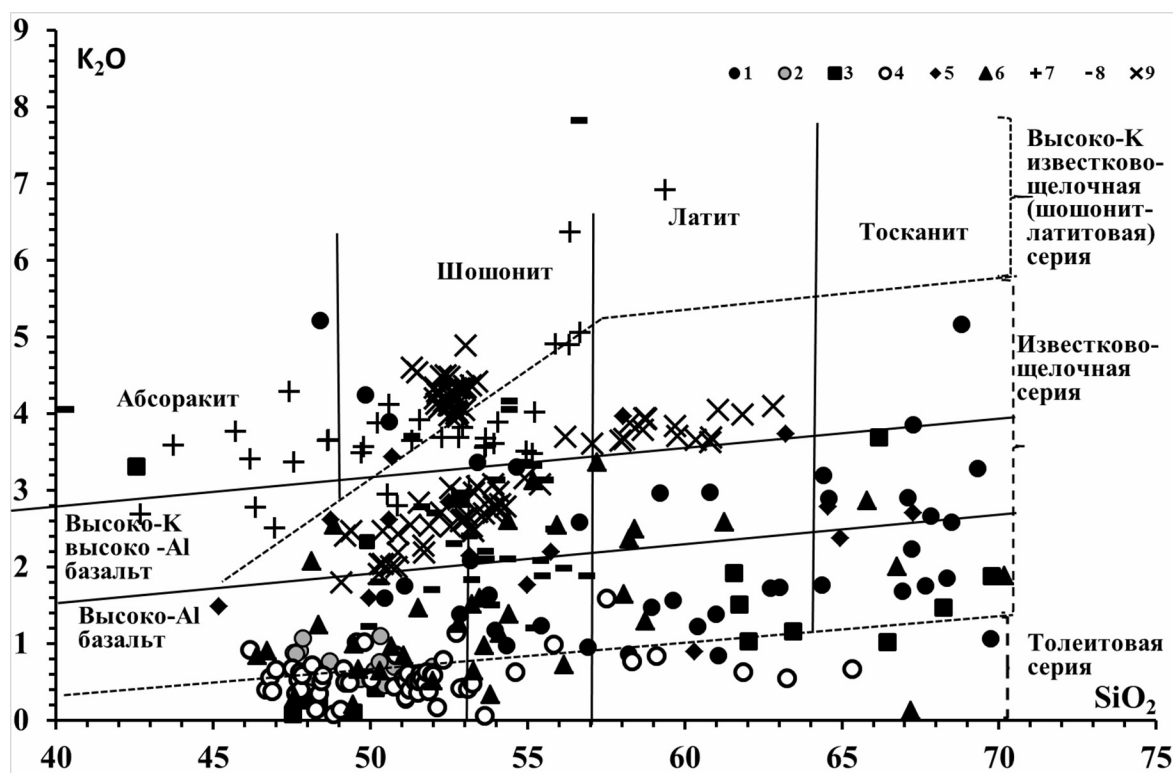


Диаграмма  $\text{SiO}_2$ –  $\text{K}_2\text{O}$  для пород высококалийевой известково-щелочной (шошонит-латитовой) серии гранулитовых комплексов Присяянского краевого выступа Сибирского кратона, Северного Тибета, Амазонского кратона и Италии [12].

1 – архейские метавулканы шарыжалгайского комплекса (Иркутский блок); 2 – архейские метагаббро шарыжалгайского комплекса (Иркутский блок); 3 – палеоархейские породы шарыжалгайского комплекса (Жидойский блок); 4 – палеопротерозойские метавулканы (Иркутский блок); 5 – метавулканы шарыжалгайского комплекса (Голоустненский блок); 6 – архейские породы (метагаббро и метавулканы) китойского комплекса (Китойский блок); 7 – трахибазальты и трахиандезиты Северного Тибета [10]; 8 – шошонитоподобные породы Амазонского щита [11]; 9 – шошониты Италии [13, 6, 7, 8, 9].

Породы третьей группы – палеопротерозойские метавулканы основного, среднего и кислого состава представлены гиперстеновыми, двупироксеновыми плагиосланцами, плагиогнейсами и эндербитами в шарыжалгайском комплексе Иркутского блока. Они слагают пласты мощностью от 5 до 10 метров, встречаются в виде тел разной формы в мигматитах и гранитах. Их возраст составляет 1866 млн лет [1]. По петрогеохимическим характеристикам палеопротерозойские метавулканы относятся к нормальным (толеитовым) сериям, сформированных в надсубдукционных обстановках [3], а на графике (рис. выб. 3–4) также лежат в поле толеитовой серии и поле высокоалюминиевых базальтов.

Традиционно считалось [4], что раннедокембрийским гранулитовым и зеленокаменным комплексам мира присущи только кристаллические сланцы и гнейсы, реконструируемые как метавулканы толеитовых и низкокальциевых известково-щелочных серий, формирующиеся в обстановках океанических островов, островных дуг, срединно-океанических хребтов, а высококальциевые серии – в них не наблюдаются. Породы высококальциевой известково-щелочной серии не так часто встречаются и в современных обстановках. Они впервые были описаны в Италии [13, 6, 7, 8, 9]. По современным геодинамическим представлениям считается, что их формирование происходит в обстановках или активных континентальных окраин, или зрелых островных дуг, или внутриплитных, т. е. всегда на зрелой континентальной коре существование которой в архее считается проблематичным и в каждом случае требует подтверждений. Обнаружение высококальциевых известково-щелочных серий в гранулитовых комплексах Восточной Сибири в корне меняет наши представления о доминировании в докембрии метавулканитов только толеитовых и известково-щелочных серий. Обнаружение в Присяяном краевом выступе фундамента Сибирской платформы метавулканитов в шарыжалгайском и китойском комплексах, реконструируемых как высококальциевые известково-щелочные серии указывает на то, что уже в раннем докембрии (мезо-неоархее) в Сибирском кратоне была зрелая континентальная кора и здесь проявлялись геодинамические обстановки присущие окраинам континентов – или активных континентальных окраин, или зрелых островных дуг.

*Работа выполнена при поддержке гранта мол\_а 14-05-31036.*

#### Литература

1. Анисимова И.В., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте метаморфизма в западной части Иркутского блока Присяянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы // Изотопные системы и время геологических процессов (Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии). – СПб.: ИГД РАН. – 2009. – Т. 1. – С. 35–36.
2. Левицкий И.В. Породы основного состава в гранулитовых и зеленокаменных комплексах (Восточная Сибирь) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2010. № 4. С. 22–30.
3. Левицкий И.В. Геохимия гранулитовых и зеленокаменных комплексов Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы// кандидатская диссертация. 2012.
4. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 200 с.
5. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15, № 4. – С. 3–19.
6. Arana V., Frazzetta G. // Magma mixing in vulcanello (vulkano Island, Italy) ; Estudios Geol. (Madrid) 64 [2008] P. 5–16
- Aftalion M., Bibikova E.V. et al, Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the Sharyzhalgay granulite-gneiss-charnockite-granite complex, Lake Baikal, USSR (U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study) // Journ. Geol., –1991. – V. 99. – P. 851–862.
7. Corsaro R. A., Miraglia L., Zanon V. //Petrologic monitoring of glasses in the yroclastites erupted in february 2004 by the Stromboli volcano, aeolian islands, southern Italy ; J. Volcanol. geotherm. res. 139 [2005]. P. 339–343.
8. Corazzoto C., Francalanci L., Menna M., Petrone C. M., Renzulli A., Tibaldi A., Venzoli L. //What controls sheet intrusion in volcanoes? Strucyure and petrology of the Stromboli sheet complex Italy ; J. Volcanol. geotherm. res 173 [2008]. P. 26–54.
9. Francalanci L., Manetti P., Peccerillo A., Keller J. //Magmatological evolution of the stromboli volcano (aeolian arc, Italy): Inferences from major and trace element and Sr isotopic composition of lavas and pyroclastic rocks ; Agya vulcanol. 3 [1993] P. 127–151.
10. Guo Z., Hertogen J., Liu J., Pasteels P., Boven A., Punzalan L., He H., Luo X., Zhang W. // Potassic Magmatism in Western Sichuan and Yunnan Provinces, SE Tibet, China: Petrological and Geochemical Constraints on Petrogenesis// Journal of Petrologi.-2005 V.46. P. 33–78.
11. Meirelles M.R., Dardenna M.A. // Basaltic volcanism of shoshonitic affinity in Archean arc environment, Grao-Para group, Serra dos Carajas-Para /Revista Brasileira de Geociencias -1991.
12. MacKenzie D.E., Chappell B.W. //Shoshonitic and calk-alkaline lavas from the Highlands Papua New Guinea//Contrib. Mineral. and Petrol. – 1972. –V. 35. – P. 50–63.
13. Peccerillo A., Taylor S.R. //Geochemistry of eocen calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Nothen Turkey // Contrib. Mineral. and Petrol. – 1976. – V. 58, № 1. – P. 63–81.
14. Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V et al. // Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoy area)// Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. – 2004. – V. 95. – P. 215–225.



## МАФИТЫ И УЛЬТРАМАФИТЫ ПАЛЕОАРХЕЙСКОГО ПОБУЖСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Лобач-Жученко С.Б.<sup>1</sup>, Егорова Ю.С.<sup>1</sup>, Корешкова М.Ю.<sup>2</sup>, Балтыбаев Ш.К.<sup>1</sup>,  
Степанюк Л.М.<sup>4</sup>, Сукач В.В.<sup>4</sup>, Лохов К.И.<sup>2</sup>, Юрченко А.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e-mail: slobach-zhuchenko@mail.ru

<sup>2</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург

<sup>3</sup>ИГГД РАН, Санкт-Петербург

<sup>4</sup>ИГМР НАН, Киев

Изучение древних мафитов и ультрамафитов гранулит-гнейсовых областей актуально для определения условий формирования пород и реконструкции тектонических обстановок прошлого. Одна из задач такой реконструкции связана с установлением первичной природы пород. Известно, что ультрамафиты – перидотиты, присутствующие в континентальной коре, принадлежат к нескольким типам: (1) прослои в расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузиях, (2) входят в состав офиолитовых комплексов, (3) являются абиссальными (или океаническими) перидотитами и (4) являются частью орогенных (альпийских) массивов. В Побужском гранулитовом комплексе (ПГК) найдены древние перидотиты, ортопироксениты и кристаллосланцы. Изучению этой ассоциации мафических и ультрамафических пород посвящено данное сообщение.

В ПГК преобладают ортогнейсы, небольшой объем составляют ультраосновные и основные породы разного генезиса, есть также метаосадочные (кремнистые, глиноземистые) породы [8]. Рассматриваемые мафиты и ультрамафиты в виде многочисленных включений выявлены в восточной части ПГК (карьеры «Одесский», «Казачий Яр») в толще ортогнейсов (эндербито-гнейсов) возраст которых 3.6–3.75 млрд лет [2, 4 и ссылки в них].

**Мафиты** представлены *кристаллосланцами*, слагающими небольшие полосы – линзы в эндербито-гнейсах. В крупных выходах кристаллосланцев встречаются прослои метаосадков.

**Кристаллосланцы** сложены Орх, Срх, Pl, содержат единичные зерна Grt, Amph, и Bt [1]. Кристаллосланцы по химическому составу соответствуют базальтам и коматиитам и близки по составу к вулканитам более молодых зеленокаменных поясов Украинского и Балтийского щитов [5]. По соотношению главных элементов породы находятся в поле экспериментальных расплавов и сходны с базальтовыми коматиитами Барбертона (рис. 1).

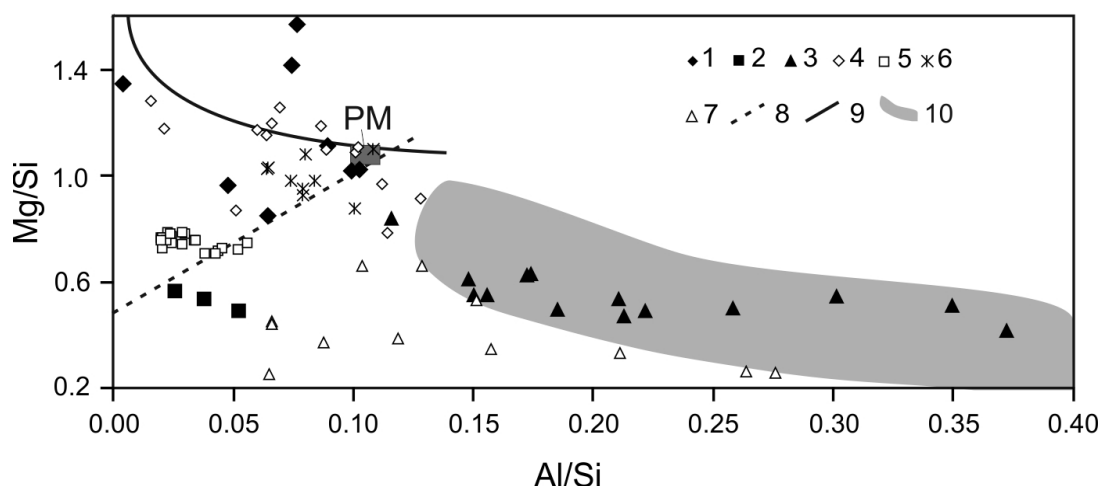


Рис. 1. Диаграмма Mg/Si vs Al/Si.

1 – 3 – ультрамафиты Побужского гранулитового комплекса: 1 – перидотиты, 2 – ортопироксениты, 3 – кристаллосланцы (метакоматииты); 4 – 7 – ультрамафиты кратона Барбертона, Южная Африка по [9]: 4 (перидотиты) и 5 (ортопироксениты) расслоенного комплекса Стольцбург, 6 – перидотитовые коматииты, 7 – базальтовые коматииты; 8 – космохимический тренд и 9 – мантийный тренд по [10], 10 – поле экспериментальных расплавов перидотитов и стекол из мантийных включений по [3]. Состав примитивной мантии (PM) по [10].

Время формирования супракrustальных пород (карьер «Одесский») 3.4–3.2 млрд лет [1], как следует из данных анализа изотопного состава Nd кристаллосланцев, а также возраста детритовых цирконов ассоциированных с ними кварцитов [2]. Время метаморфизма кристаллосланцев  $2958 \pm 85$  млн лет (U-Pb по циркону, SHRIMP).

**Ультрамафиты** представлены *ортопироксенитами* и *перидотитами*. В виде включений они располагаются среди ортогнейсов и кристаллосланцев; размер их варьирует от нескольких см до 22 м.

**Ортопироксениты** слагают самостоятельные мелкие включения и части сложных включений. Одно из наиболее крупных включений ( $d = 3$  м) имеет неоднородный состав: наименее измененная внутренняя часть представлена плагиоклазовыми ортопироксенитами: Orx (~60–70 %), Pl (~15–20%), Di (~15%), Scap + Phl + Hb + Sulf (до 5%), а краевые части сложены паргаситовыми пироксенитами: Prg (~ 50%), Orx + Di (~ 50%), Phl (~1%), Sp (~1%) [7]. Ортопироксениты замещаются поздней ассоциацией: Prg, Ath, Gdr, местами до полного превращения в амфиболовые сланцы. Часть включений сложена гранат-амфиболовыми породами основного состава. Мелкие включения ортопироксенитов, измеряемые первыми см, состоят из: Orx (~70%), Di (~15–18%), Pl (~10%), Bt + Amph + Ap + Qtz + CrMgt (до 5%).

Ортопироксениты являются высокомагнезиальными ( $MgO = 28.9\text{--}27.2$  вес. %) основными породами ( $SiO_2 = 48\text{--}43$  вес. %) с умеренным содержанием  $Al_2O_3$  (5.6–9.3 вес. %) и высокими концентрациями Co, Ni и Cr; характеризуются умеренным фракционированием РЗЭ ( $Lan/Ybn = 2.6\text{--}4.4$ ) и, за исключением плагиоклазового ортопироксенита, имеют отрицательную аномалию Eu. На диаграмме  $Mg/Si$  vs  $Al/Si$  (рис. 1) располагаются на космохимическом тренде [11] вблизи ортопироксенитов расслоенного комплекса Стольцбург [9].

Возраст магматического циркона плагиоклазового ортопироксенита 3.32 млрд лет. Два наложенных метаморфических события, достигающие гранулитовой ступени, датированы как ок. 2.85 и 2.03 млрд лет [7]. Метаморфизм сопровождался деформациями наиболее поздние из которых привели к образованию субширотных структур [7].

**Перидотиты** представлены в различной степени измененными Sp-гарцбургитами (Ol, Orx, Sp) и Sp-лерцолитами (Ol, Orx, Crx, Sp), вторичные минералы – Serp, Amph, Phl, Hem, Carb. Перидотиты сильно серпентинизированы, секутся мелкими трещинами, выполненными карбонатом. Контакты тектонизированы. Наиболее крупное включение перидотита сечется дайками основного состава, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Наряду с Sp-гарцбургитами присутствуют деформированные маломощные линзы флогопитовых перидотитов. Центры флогопитовых перидотитов сложены флогопитсодержащим гарцбургитом (Ol + Orx + Phl + пикотит; вторичные: Carb, Serp, рудный), краевые части представлены флогопитовым вебстеритом: Orx + Crx (до 30%) + Phl + реликты Ol + Pl + Qtz + Sulf + Crt (до 5%).

Перидотиты варьируют по химическому составу от близких к примитивной мантии (PM) до реститовых составов (обедненных  $SiO_2$ , обогащенных MgO, Cr, Ni) (рис. 1). По содержанию  $Al_2O_3$  перидотиты отличаются от офиолитовых и абиссальных и близки к орогенным (альпийским) перидотитам [10], а также перидотитам расслоенных интрузий (рис. 1). Часть наблюдаемых вариаций состава связана с наложенным на все породы гранулитовым метаморфизмом, а также низкотемпературными изменениями: серпентинизацией, амфибололизацией, карбонатизацией.

Цирконы обнаружены и измерены в сильно измененных гарцбургитах крупного включения и в краевой флогопитсодержащей части небольшой линзы. Цирконы серпентинизированного гарцбургита имеют двухфазное строение – сильно измененный центр и мощные каймы. Для двух измеренных центров получены дискордантные ( $d = 7$  и 8%) возрасты 2.3 и 2.4 млрд лет. Каймы имеют конкондартный возраст 2.0–1.8 млрд лет, и отражают время последних структурно-метаморфических преобразований. Для цирконов из краевой (флогопитизированной) части включения определен возраст по верхнему пересечению –  $2814 \pm 51$  млн лет ( $MSWD=5.6$ ), что соответствует времени метаморфизма.

Очевидно, что небольшие размеры, тектонические контакты, пестрый состав включений, петрологические характеристики – присутствие пород, близких к PM и реститов гарцбургитового состава – указывают на то, что изученный комплекс пород представляет собой тектонический коллаж, включающий обломки мафитов и ультрамафитов в ортогнейсах. Время возникновения этой структуры – ранее 2.8 млрд лет.

**Кристаллосланцы** (метаморфизованная коматиит-базальтовая ассоциация пород) с возрастом 3.4–3.2 млрд лет слагают фрагменты в более древних ортогнейсах, представлявших ранее фундамент этих супракрустальных образований. Изучение состава метаосадков, присутствующих в кристаллосланцах, показало, что они сформированы в мелководных бассейнах, а излияния вулканитов, тем самым, происходило на континенте [5, 6].

Включения *ортопироксенитов* являются также более молодыми по отношению к вмещающим ортогнейсам. Мелкие включения ортопироксенитов, расположенные в сдвиговой зоне [4], полностью переработаны в условиях гранулитовой фации, что затрудняет определение их первичной природы. Более информативным является включение ортопироксенитов, содержащих магматический циркон. Сходство с ортопироксенитами массива Стольцбург (рис. 1) делает возможным предположение о том, что ортопироксениты являются фрагментом расслоенной интрузии.

Включения *перидотитов* имеют геохимические черты и геологические признаки (например, связь с пироксенитами), приближающие их к породам расслоенных интрузий или к орогенным перидотитам. Связь с пироксенитами установлена, например, для орогенного перидотитового массива Лерц (Восточные Пиринеи), который содержит всю ассоциацию наблюдаемых в ПГК пород: гарцбургитов, лерцолитов, пироксенитов [10].

## Литература

1. Балтыбаев Ш.К., Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В. и др. Возраст и метаморфизм кристаллосланцев Побужского гранулитового комплекса Украинского щита – древнейших вулканитов фундамента Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2014. № 57. С. 33–45.
2. Бибилова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А. и др. Изотопно-геохронологическое (U–Th–Pb, Lu–Hf) изучение цирконов архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита // Геохимия. 2013. № 2. С. 99–121.
3. Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Вревский А.Б. и др. Природа химической неоднородности континентальной литосферной мантии // Геохимия. 2009. №9. С. 910–936.
4. Лобач-Жученко С.Б., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н. и др. Возраст цирконов из эндробитогнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита) // Минерал. журнал. 2011. Т. 33. № 1. С. 3–15.
5. Лобач-Жученко, С.Б., Арестова, Н.А., Вревский, А.Б. и др. Происхождение кристаллосланцев Побужского гранулитового комплекса Украинского щита // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 14–27.
6. Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К. и др. Метаморфизованные осадочные породы Днестровско-Бугской серии палеоархей Украинского щита: состав, возраст, источники // Литология и полезные ископаемые. 2014. №5. С. 1–18.
7. Лобач-Жученко, С.Б., Балаганский, В.В., Корешкова, М.Ю. и др. Палеоархейские ортопироксениты Побужской гранулитогнейсовой области Украинского щита // Доклады АН. в печати.
8. Щербатов, И.Б. 2005. Петрология Украины. Львов: Изд-во ТЗОВ ЗУКЦ. 364 с.
9. Anhauser C.R. The anatomy of an extrusive-intrusive Archaean mafic-ultramafic sequence: the Nelshoogte Schist Belt and Stolzberg Layered Ultramafic Complex, Barberton Greenstone Belt, South Africa // South African Journal of Geology. 2001. V. 104. P. 167–204.
10. Bodinier J.-L. & Godard, M. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites // Treatise on geochemistry. 2003. P. 103–170.
11. Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H et al. The abundance of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 10th. 1979. P. 2031–3050.

## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ВЗАИМОСВЯЗИ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗНЫХ ТИПОВ ГРАНИТОИДОВ, ОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ПРИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА

Макрыгина В.А., Куш Л.В., Антипин В.С.

ФГУН Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, Фаворского, 1а, [ymakr@igc.irk.ru](mailto:ymakr@igc.irk.ru)

Ольхонский регион, включающий Приольхонье, остров Ольхон, п-ов Святой Нос и отдельные, сильно милонитизированные участки ольхонской серии среди массивов Ангаро-Витимского батолита, является по геохимическим характеристикам пород северной частью Ольхон-Хамардабанского террейна [1]. Отличительной чертой этой части каледонской коллизионной системы является «быстрый» в геологическом плане переход от развития и закрытия островодужных систем Центрально-Азиатского океана к надвиговой коллизионной стадии, переходящей к косой сдвиговой тектонике [2]. Такая близкая во времени и пространстве смена геодинамических обстановок приводит к необычным соотношениям механизмов магматизма территории. С одной стороны, это островодужный андезитовый магматизм и продукты разрушения островных дуг. С другой, коллизионный магматизм – от мигматизации и мелкоочагового выплавления гранитоидных магм, состав которых тесно связан с особенностями состава тектонических пластин, до «выдавливания» основных, иногда подщелоченных магм и сложного взаимодействия между гранитными и основными расплавами. Казалось бы, этот великолепно обнаженный и многократно изученный район не должен дать что-либо новое. Но особенностью нашего изучения Ольхонского региона является комплексное изучение тектонических и геохимических особенностей всех разновидностей пород, что привело к ряду интересных выводов.

В настоящее время в отложениях Ольхонского региона, которые В.С. Федоровский считает нестратифицируемыми [2], четко выделяются две толщи – ольхонская и ангинская. Треть ольхонских пород сложена интенсивно мигматизированными метаграувакками с гранитными выплавками в гранитогнейсовых куполах и перемещенными жилами пегматоидных гранитов. Эти зоны обрамлены амфиболитами с характеристиками E-MORB, а затем пачками графитовых кварцитов, мраморов и диопсидовых плагиосланцев. По геохимическим признакам (обогащение C, Sr, Ag, Cr, V) это отложения задугового бассейна с восстановительным режимом. Модельный возраст гнейсов T(DM)=1239–1550 Ma, что свидетельствует о продуктах разрушения предшествующих островных дуг, а не кратона. Ангинская толща сложена теми же литотипами пород, но островодужными метаандезитоидами, доломитами, сланцами, обогащенными P, Mn, Ba, что говорит об аэрируемом

режиме бассейна, вплоть до наземных излияний щелочных базальтов развитой островной дуги [3]. Породы зонально метаморфизованы от гранулитовой и амфиболитовой фации в ольхонской и эпидот-амфиболитовой – в ангинской толщах.

Магматизм Ольхонского региона разнообразен – от будин ультраосновных пород в реликтах надвиговых пластин [4] до габброидных массивов: Бугульдейский, Бирхинский, Крестовский, Тажеранский, Хариктинский и Хужирский на о-ве Ольхон. Гранитоидные породы представлены гранитогнейсами, гранитами и граносиенитами Шаранурского комплекса, связанными, в основном, с гранитизированными купольными зонами [1], и щелочными сиенитами Будунского и Тажеранского массивов. В ангинской толще в Крестовском массиве хайдайского комплекса последние фазы представлены гранодиоритами и гранитами и обильной жильной серией, с ярко выраженными признаками островодужного магматизма (рис. 1).

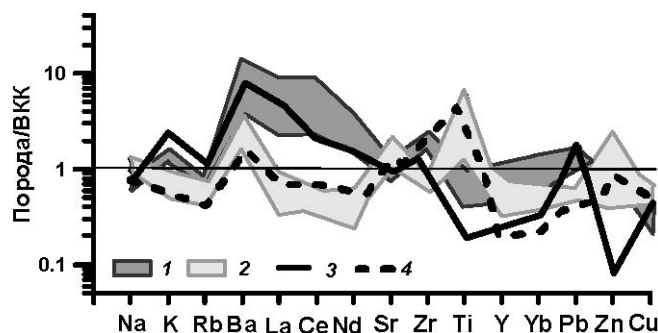


Рис. 1. Редкоэлементный состав гранитов Шаранурского синколлизионного комплекса (1) и гранитоидов Крестовского островодужного комплекса (2).

Средний состав даек: 3 – шаранурского и 4 – хайдайского комплексов. Возраст – 477 и 484 Ма, соответственно.

Массивы основных пород являются расслоенными и сложены пироксенитами, габбро и габбро-анортозитами. Редкоэлементный состав этих пород для Бугульдейского и Хужирского массивов отвечает низкощелочным разностям. Самое интересное, что возраст этих массивов оказался близок этапу позднеколлизионного гранитообразования 485–471 млн лет. Тажеранские щелочные и нефелиновые сиениты имеют возраст  $471 \pm 5$  –  $464 \pm 2$  млн лет [5]. Будунские щелочные сиениты несколько моложе –  $440 \pm 5$  млн лет [6]. Сравнение спайдердиаграмм щелочных сиенитов Будунского и Тажеранского массивов и граносиенитовых разностей гранитогнейсовых куполов показали их близость к среднему составу верхней континентальной коры (рис. 2) и отсутствие явных признаков участия мантийного материала. Отсутствие мантийных меток отмечает в статье и Е.В. Складов [5].

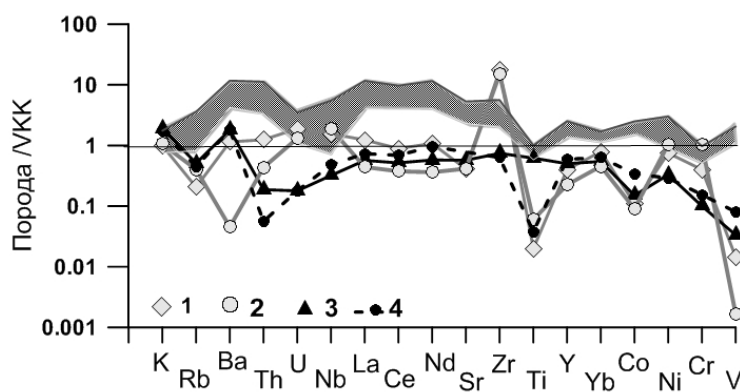


Рис. 2. Щелочные сиениты: Будун (серые), Тажеран (черн.), поле – калиевых щелочных сиенитов

Практически все массивы основных пород Приольхонья сопровождаются проявлениями щелочных метасоматитов (нефелинизация у контактов Бугульдейского и Бирхинского массивов [7], сиениты и нефелиновые сиениты Тажерана с перовскитовыми и другими метасоматитами в экзоконтактах [8]). На о. Ольхон обнаружено только одно проявление щелочных сиенитов – Будунский массив, который также сопряжен в пространстве с Хужирским массивом габброидов. В статье о щелочно-базитовом магматизме Приольхонья [5] подробно описаны сложные гранитно-базитовые дайки как проявления минглинга. Там же рассматривается природа субщелочных основных массивов в качестве продукта выдавливания порций мантийных расплавов при мощном сдвиговом тектогенезе. По нашим данным наиболее крупное тело габбро на мысе Улан-Нур представлено низкощелочными разностями, и только дайки, секущие тажеранские сиениты, являются субщелочными габбро.

Первые геохимические данные по сиенитам Будунского массива показывают необычность этих образований. По сравнению с эталонными щелочными породами, для которых предполагается мантийный источник, эти породы обеднены большинством редких элементов, Ti и P (рис. 2). Этим же отличаются и

щелочные породы Тажерана. В то же время, с ними связаны либо корундовые и редкоземельные сиенитовые пегматиты (Будун), либо зоны нефелинизации в экзоконтактах габбро (Бугульдейка, Бирхин) и перовскитовые метасоматиты (Тажеран), что свидетельствует о сопряженной с ними щелочной флюидной активности.

Таким образом, комплексный анализ геохимических данных по сиенитам Будунского и Тажеранского массивов, тесной пространственной сопряженности щелочных проявлений и основных пород, близости их возрастов с синколлизионными гранитами шаранурского комплекса свидетельствует о генетической связи процессов их образования. Увеличение активности щелочей и щелочности кислых расплавов и метасоматитов при взаимодействии с контрастными по составу и богатыми основаниями карбонатными и основными породами теоретически было обосновано Д.С.Коржинским [9]. Примеры возникновения нефелиновых сиенитов при метасоматическом образовании гранитоидов на контактах с основными сланцами и мраморами приведены В.И.Левицким для шарыжалгайского комплекса Сибирского кратона [10]. Наиболее вероятный сценарий формирования щелочных пород Будунского массива и Ольхонского региона вообще представляется следующим:

1) на позднеколлизионной стадии происходит частичное выплавление гранитов из гнейсов (шаранурский комплекс гранитов); 2) при этом наблюдается увеличение щелочности выплавов вблизи амфиболитов и мраморов с формированием мелких тел граносиенитов; 3) на пике сдвигового тектогенеза предполагается «выдавливание» расслоенных магм основного нормального и субщелочного состава с более глубоких горизонтов; 4) в приповерхностных условиях происходит быстрое перемешивание основных и кислых магм (сложные дайки со структурами минглинга) и формирование приконтактных зон нефелинизации в основных массивах; 5) глубже более длительное взаимодействие кислых, основных магм и карбонатного материала приводило к значительному повышению щелочности расплавов - «волна отраженной щелочности» по Д.С. Коржинскому, вплоть до формирования щелочных и нефелиновых сиенитов. Они обеднены редкими элементами в условиях преобладания основных и карбонатных пород (Тажеран) и обогащены Zr, Nb, отчасти REE (Будунский массив) при богатом этими элементами гнейсовом субстрате (Шаранурский гранитогнейсовый купол) (рис. 2). Такая картина вырисовывается при анализе распределения редких элементов, и в этом случае во взаимодействии двух источников при формировании щелочных сиенитов явно преобладает коровый, хотя катализатором выступают основные мантийные породы. Редкие проявления редкометалльных гранитоидов (390 Ma) относятся уже к внутриплитовому периоду развития региона.

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 15-05-02772, Интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10.3 и научной школы НШ-5348.2014.5.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А., Куц Л.В. Состав и геохимическая типизация гранитоидов о-ва Ольхон (шаранурский комплекс) // ДАН, 2012. Т. 445, № 2. С.174–178
2. Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. №6. С. 56–71.
3. Конева А.А. О докембрийской коре химического выветривания в Приольхонье (Западное Прибайкалье) // Докл. АН. 1988. Т.302. № 5. С. 1217–1220.
4. Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.Н., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2013. Т.54. №.10. С. 1562–1582.
5. Федоровский В.С., Сляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.Б., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геол. и геофиз. 2010. Т. 51. № 5. С.682–700.
6. Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. История кристаллизации гранитоидов шаранурского и хайдайского комплексов Ольхонского региона по цирконам (SHRIMP-II), Западное Прибайкалье.// Геохимия, 2015. № 4. С. 323–343
7. Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.
8. Савельева В.Б., Уцаповская З.Ф., Медведева Т.И., Колосницyna Т.И., Русакова В.А. Новое проявление фельдшпатоидных пород в Приольхонье (Зап. Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. № 6. С.41–49.
9. Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Известия АН СССР. Сер. геол.1952. № 2. С.56–69.
10. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.

## ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ГРАНИТОИДЫ ХУНГАРИЙСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Максимова Ж.В.

ФГБУН Институт тектоники и геофизики имени Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, *mzhenni@mail.ru*

В Сихотэ-Алиньской покровно-складчатой системе широко распространены массивы высокоглиноземистых гранитоидов хунгарийского комплекса. Рассмотрены особенности геохимии, породообразующей и аксессуарной минералогии гранитоидов Агусинского, Гобиллинского и Васильевского массивов, полученных с помощью современных аналитических методов.

Проведенные исследования включали силикатный анализ (рентгено-флюоресцентная спектрометрия), геохимию (ISP-MS) и минералогию (растровый электронный микроскоп) гранитоидов. Аналитические исследования проводились в лаборатории физико-химических методов исследований ФГБУН ИТиГ ДВО РАН.

Агусинский и Гобиллинский массивы расположены в центральной части Сихотэ-Алиня, восточнее центрального Сихотэ-Алиньского разлома. Площадь выходов Агусинского массива около 200 км<sup>2</sup>, площадь Гобиллинского массива составляет 300 км<sup>2</sup>. Васильевский массив находится в южной части Сихотэ-Алиня, западнее центрального разлома. Площадь массива около 90 км<sup>2</sup>.

Глиноземистость гранитов Агусинского массива повышенная  $A/CNK = 1.5-1.6$ , щелочность  $K_2O+Na_2O = 7-8$ , умеренные содержания  $MgO+Fe_2O_3 = 2.5-4.2$ ,  $CaO = 1.5-2$ .

Текстура пород массивная, структура – мелко-среднезернистая, гипидиоморфнозернистая.

В составе гранитов Агусинского массива: кварц (25–40%), кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз) (25–30%), калиевый полевой шпат (20–30%), анортоклаз (5–10%), биотит (10–15%) с содержанием  $MgO$  от 10 до 12 мас.%,  $FeO$  от 15 до 20 мас.%,  $TiO_2$  от 3 до 4 мас.%.

Аксессуарные минералы Агусинского массива представлены цирконом в виде идиоморфных кристаллов преимущественно пирамидального габитуса, размером 0.01–0.2 мм, в отдельных зернах примеси  $Hf$  от 1.2 до 3 вес.%,  $U$  от 2 до 3 вес.%, некоторые зерна метамиктны; идиоморфными кристаллами монацита размером до 0.2 мм с примесями  $La$  10–12 вес.%,  $Pr$  2–3 вес.%,  $Nd$  7–9 вес.%,  $Th$  5–8 вес.%,  $U$  1.5 вес.%; идиоморфными кристаллами ксенотима размером от 0.001 до 0.1 мм с примесями  $Yb$  2–7 вес.%,  $U$  1.5–6.5 вес.%,  $Gd$  2–2.5 вес.%,  $Er$  3–3.5 вес.%,  $Dy$  3–9 вес.%; гранатом, апатитом, ильменитом, пиритом.

В составе Гобиллинского массива: гранодиориты, кварцевые монцониты и граниты.

Глиноземистость гранодиоритов повышенная  $A/CNK = 1.6-2.1$ , щелочность нормальная  $K_2O+Na_2O = 5-7.5$ , умеренные содержания  $MgO+Fe_2O_3 = 6-7.3$ ,  $CaO = 1-3$ .

Глиноземистость монцонитов и гранитов  $A/CNK = 1.4-1.8$ , умеренная щелочность  $K_2O+Na_2O = 6-8$ ,  $MgO+Na_2O = 5-5.5$ ,  $CaO = 1.5-2.5$ .

Текстура пород массивная, структура – мелко-среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, гранитная, порфировидная с вкрапленниками плагиоклаза до 8 мм.

В составе гранодиоритов: кварц (20–25%), кислый (альбит-олигоклаз) плагиоклаз (40–45%), щелочные полевые шпаты (15–25%), мусковит (до 5%), биотит (15–20%) с содержанием  $MgO$  от 6 до 9 мас.%,  $FeO$  от 20 до 25 мас.%,  $TiO_2$  от 3 до 5 мас.%.

Кварцевые монцониты Гобиллинского массива сложены кварцем (20–30%), плагиоклазом – олигоклазом (20–40%), калиевым полевым шпатом (25–40%), биотитом (20–30%) с содержанием  $MgO$  от 9 до 11 мас.%,  $FeO$  от 15 до 20 мас.%,  $TiO_2$  от 3 до 5 мас.%.

В составе гранитов Гобиллинского массива: кварц (25–40%), кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз) (25–30%), калиевый полевой шпат (микроклин) (30%), мусковит (до 5%), биотит (10–15%) с содержанием  $MgO$  от 5 до 8 мас.%,  $FeO$  от 20 до 25 мас.%,  $TiO_2$  от 2.5 до 4 мас.%.

Среди аксессуарных минералов в гранитоидах Гобиллинского массива присутствуют кордиерит, циркон, идиоморфные кристаллы чаще пирамидального габитуса, размером 0.01–0.1 мм, в отдельных зернах примеси  $Hf$  от 1.5 до 3.6 вес.%,  $U$  1 до 4 вес.%; монацит, идиоморфные кристаллы размером 0.02–0.05 мм, примеси  $La$  10–15 вес.%,  $Pr$  2–3 вес.%,  $Nd$  8–10 вес.%,  $Th$  4 вес.%,  $U$  3.5 вес.%,  $Gd$  1–1.5 вес.%; ксенотим, идиоморфные кристаллы размером 0.00–0.02 мм, содержащие примеси  $Yb$  2–4.5 вес.%,  $U$  1–3 вес.%,  $Gd$  1.75–2.5 вес.%,  $Er$  3–3.5 вес.%,  $Dy$  2–4.5 вес.%, некоторые зерна метамиктны; апатит, ильменит с примесью  $Mn$  до 9 вес.%, пирит, халькопирит, рутил, сфен, ториянит, гафнон.

Породы Васильевского массива хунгарийского комплекса по составу отвечают гранодиоритам и гранитам.

Глиноземистость гранодиоритов  $A/CNK = 1.4-1.5$ , умеренная щелочность  $K_2O+Na_2O = 7-7.5$ ,  $MgO+Fe_2O_3 = 4.5-5$ ,  $CaO = 2.2-2.3$ .

Глиноземистость гранитов  $A/CNK = 1.5$ , умеренная щелочность  $K_2O+Na_2O = 7.5-8.5$ ,  $MgO+Fe_2O_3 = 2-4.5$ ,  $CaO = 1-1.75$ .

Текстура гранодиоритов, гранитов массивная, структура-мелко-среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, порфировидная, с вкрапленниками плагиоклаза до 8 мм.

В составе гранодиоритов Васильевского массива: кварц (20–25 %), кислый (альбит-олигоклаз) плагиоклаз (40–45%), щелочные полевые шпаты (санидин-микроклин) (15–25 %), мусковит (до 5%), биотит (15–20 %) с содержанием MgO от 6 до 9 мас.%, FeO от 20 до 25 мас.%, TiO<sub>2</sub> от 3 до 5 %.

Акцессорные минералы Васильевского массива: кордиерит, циркон идиоморфные кристаллы чаще пирамидального габитуса, размером 0.01–0.2 мм, в отдельных зернах примеси Hf от 1.4 до 3.5 вес.%, U 1 до 2 вес.%, некоторые зерна метамиктны; монацит, идиоморфные кристаллы размером 0.01–0.02 мм, примеси La 10–12 вес.%, Pr 2 вес.%, Nd 8–10 вес.%, Th 5 вес.%, U 1.5 вес.%, ксенотим, идиоморфные кристаллы размером 0.001–0.005 мм, содержащие примеси Yb 2–6 вес.%, U 1–2.5 вес.%, Gd 1–2.5 вес.%, Er 3–5 вес.%, Dy 3–6 вес.%, апатит, ильменит с примесью Mn до 2 вес.%, пирит. В гранитоидах Васильевского массива обнаружены минералы с повышенным содержанием редкоземельных элементов.

Линии распределения содержаний редкоземельных элементов изученных пород имеют отрицательный наклон с преобладанием LREE над HREE. Для Агусинского массива (La/Yb)<sub>N</sub> = 6.5–12, Гобиллинского массива (La/Yb)<sub>N</sub> = 3.5–38, для Васильевского (La/Yb)<sub>N</sub> = 2.5–20. Спектры распределения РЗЭ имеют отчетливую отрицательную аномалию по Eu.

## ИЗОТОПНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ВНУТРИПЛИТНЫХ СТРУКТУР ТИХОГО ОКЕАНА

Миронов Ю.В.

Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, Москва, yuvmtgeo@mail.ru

Одним из важнейших вопросов магматизма внутриплитных структур является вопрос о разнообразии магмогенерирующих источников (геохимических резервуаров) и их пространственно-временном распределении. Наиболее надежными индикаторами резервуаров, отделившихся друг от друга примерно 1,2–1,6 млрд лет назад, считаются отношения долгоживущих изотопов Sr, Nd и Pb [1, 2]. Нами проанализированы данные по Sr-Nd-Pb изотопному составу вулканитов внутриплитных структур Тихого океана. Исходные анализы были заимствованы из базы данных GEOROCK, размещенной в Интернете (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>). Общий объем выборки составил 1672 анализа.

С помощью методов многомерной статистики были выделены серии, которые отвечают квазибинарным линиям смешения между каким-либо одним из конечных компонентов «мантийного тетраэдра» – DM (деплетированная мантия), HIMU (высокоурановая мантия), EM1 (нижняя субконтинентальная литосфера) и EM2 (верхняя континентальная кора) [3, 4] – и неким общим компонентом F («focal»). Данный компонент представляет собой общую характеристику известных внутритетраэдрных компонентов (FOZO, C, PREMA и др.) [4], уточненную методами многомерной статистики [5–7]. На основе анализа пространственного распределения этих серий были выделены Гавайско-Императорский, Северо-Восточный, Галапагосский, Юго-Восточный и Юго-Западный районы, а также Центральный пояс островов и подводных гор, который протягивается в северо-западном направлении практически через всю западную часть Тихого океана (рис.). Основные характеристики изотопного состава вулканитов из перечисленных регионов суммированы в таблице 1.

**Таблица 1.** Распределение изотопных серий внутриплитных вулканических пород по регионам Тихого океана

Регионы	К-во анализов	Изотопные серии, %				
		F+DM+ (ARC)	F+DM+ (HIMU)	F+HIMU	F+(HIMU)+ EM2	F+EM1+ (EM2)
Гавайско-Императорский хребет	649	99	(1)			
Галапагосские о-ва и Северо-Восточный район (подводные горы Пратт-Уэлкер, Файберлинг-Гуадалупе, Ревилья-Хихе-го)	251		64	36		
Юго-Восточный район (хребет Сала-и-Гомес, о-ва Сан-Феликс, Сан-Амбросио, Хуан-Фернандес)	21			86	14	
Юго-Западный район (подводные горы Лоусвилл, плато Хикуранги)	31		(10)	84	(6)	
Центральный пояс северо-западного простираия	720	(2)	(5)	35	46	12

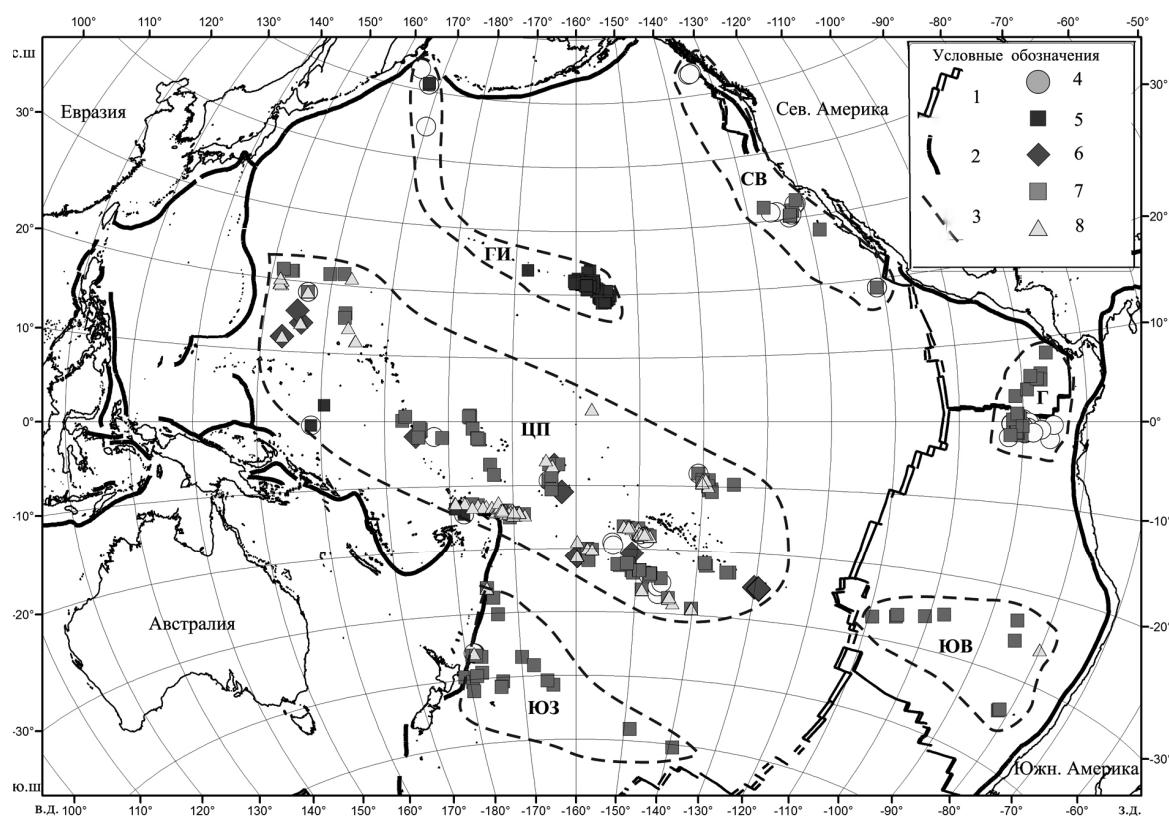


Рис. 1. Схема изотопной гетерогенности внутриплитных структур Тихого океана.

1 – современные зоны спрединга; 2 – зоны субдукции; 3 – районы внутриплитного вулканизма; 4–8 – Sr-Nd-Pb изотопные типы вулканических пород: 4 – F+DM+(HIMU), 5 – F+DM+(ARC), 6 – F+EM1+(EM2), 7 – F+HIMU, 8 – F+(HIMU)+EM2

В Гавайско-Императорском хребте резко преобладают породы, которые принципиально отличаются по изотопному составу от вулканитов всех других внутриплитных структур Тихого океана. На изотопных диаграммах они образуют ряд. Один из крайних членов этого ряда расположен на линии смешения компонентов F и DM, а второй указывает на обогащение примесью некоего компонента ARC (сокращенно от Arctic). Данный компонент, который расположен далеко за пределами «мантийного тетраэдра» в области высоких значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и низких  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , впервые был выделен нами для характеристики особенностей состава вулканитов Арктической провинции Атлантики (северная часть Атлантического океана, Норвежско-Гренландский бассейн, Исландия, Восточная Гренландия) [7–9].

В районе Галапагос и на подводных горах Северо-Восточного района, расположенных вблизи современных зон спрединга (Пратт-Уэлкер, Файберлинг-Гуадалупе, Ревилья Хихего) преобладают породы, которые по изотопному составу аналогичны MORB Восточно-Тихоокеанского поднятия. Этот тип характеризуется смешением DM и компонента F, обогащенного небольшой примесью HIMU.

На внутриплитных структурах Юго-Восточного района аналоги MORB отсутствуют. Здесь преобладают породы, отвечающие по составу компоненту F с относительно небольшой долей HIMU. Лишь на островах, которые расположены наиболее близко к Южно-Американскому континенту (Хуан-Фернандес и др.), иногда отмечается заметное дополнительное обогащение верхнекоровым компонентом EM2. Сходными характеристиками обладают и породы подводных гор Лоусвилл и плато Хикуранги (Юго-Западный район), однако здесь в ограниченном количестве присутствуют и изотопные аналоги MORB Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Центральный пояс на всем своем огромном протяжении характеризуется весьма пестрым изотопным составом. Значительную долю в вулканических комплексах здесь составляют породы, отвечающие полному диапазону смешения F-HIMU. Но главное отличие Центрального пояса состоит в том, что на всем его протяжении в изотопном составе почти половины всех опробованных вулканитов отчетливо фиксируется обогащение континентально-коровым компонентом (EM2). Скорее всего, этот компонент извлечен из осадков, снесенных с континентальных блоков в процессе юрско-мелового рассеянного спрединга, который предшествовал заложению современной спрединговой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. В заметных количествах в пределах Центрального пояса устойчиво присутствуют и вулканические породы, которые отвечают по изотопному составу линии смешения F и EM1 – индикатора вещества нижних частей субконтинентальной



литосферы. Кроме того, в некоторых локальных котловинах, расположенных в пределах Центрального пояса (Науру, Пигафетта), обнаружены изотопные аналоги MORB Восточно-Тихоокеанского поднятия, а на фланге приэкваториальной части пояса (плато Онтонг-Ява, Каролинские о-ва) – изотопные аналоги вулканитов Гавайско-Императорского хребта.

Таким образом, в Центральном поясе Тихого океана проявлены практически все изотопные типы вулканитов, которые не только в других районах Тихого океана, но и в других океанах пространственно разобщены и образуют обширные провинции, расположенные симметрично относительно современных срединно-океанских зон спрединга [5–7, 10]. По сравнению с другими океанами в Тихом океане значительно более широко и практически повсеместно (за исключением Гавайско-Императорского хребта) распространены вулканические породы, имеющие в составе ту или иную долю NIMU. В западной части Тихого океана внутриплитные структуры формировались на относительно древней (юра-мел) океанской коре, образованной в условиях рассеянного спрединга. В вулканических породах этих структур часто присутствуют изотопные метки вещества континентальной коры (ЕМ2), а иногда и нижней субконтинентальной литосферы (ЕМ1).

*Исследования выполнены в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 23 «Фундаментальные проблемы океанологии».*

### Литература

1. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. *Интерпретация изверженных горных пород*. М.: Недра, 1982. 414 с.
2. Интерпретация геохимических данных / Е.В. Складов (ред.). М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
3. Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. Vol. 14. P. 493–571.
4. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the Message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
5. Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В., Пустовой А.А. Существует ли универсальный Sr-Nd-Pb изотопный индикатор нижнемантийных плюмов? // Доклады Академии Наук. 2000. Т. 370. N 2. С. 223–226.
6. Миронов Ю.В., Ряховский В.М., Пустовой А.А. Магматизм океанов: структурный контроль и неоднородности планетарного масштаба // Проблемы геологии континентов и океанов. Доклады российских ученых-участников 31го МГК (школа-семинар на НИС «Академик Иоффе», июль-август 2000 г.) / В.И.Гончаров, Ю.В.Миронов (отв. ред). Магадан: Кордис, 2001. С. 86–96.
7. Mironov Yu.V., Rhyakhovskii V.M., Pustovoi A.A. Sr–Nd–Pb Isotopic Zoning in the World Ocean and Mantle Plumes // *Geochemistry International*. 2000. Vol. 38. Suppl. 1. P. 20–27.
8. Пустовой А.А., Миронов Ю.В., Ряховский В.М. Изотопная сегментация срединно-океанических хребтов и горячие точки // Проблемы геологии континентов и океанов. Доклады российских ученых-участников 31го МГК (школа-семинар на НИС «Академик Иоффе», июль-август 2000 г.) / В.И.Гончаров, Ю.В.Миронов (отв. ред). Магадан: Кордис, 2001. С. 107–115.
9. Pustovoy A.A., Mironov Yu.V., Ryakhovsky V.M. Isotope provinces of mid-ocean ridges // *InterRidge News*. 2002. Vol. 11. N 1. P. 33–37.
10. Миронов Ю.В., Ряховский В.М., Пустовой А.А., Ланидус И.В. Мантийные плюмы и изотопная гетерогенность мантии (на примере Атлантики и прилегающих континентов) // Доклады Академии Наук. 2003. Т. 390. N 6. С. 809–812.

## ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА ВОСТОКА РОССИИ (ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТИ)

Мишин Л.Ф., Рябова Е.А.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, lfmishin@mail.ru*

На восточной окраине Азиатского континента широко представлены вулканические и плутонические породы, образующие серию разновозрастных вулканических поясов с их поступательным омоложением к Тихоокеанской окраине. В пределах поясов выделяются внутренние и внешние зоны, различающиеся окислительными условиями формирования магматических пород. В соответствии с геохимической зональностью в магматических породах формируются сопряженные металлогенические зоны: внутренняя с халькофильной и внешняя – с литофильной минерализацией [4].

Монголо-Охотский орогенный пояс протягивается с запада на восток от Удской губы до центральной Монголии на 3000 км при ширине до 300 км. Возраст вулканогенных образований, перекрывающих террейны Монголо-Охотского орогенного пояса, направленно омолаживается с запада на восток [1, 5]. По характеру геофизических полей и геохимической зональности в верховьях р. Амур пояс делится на два сегмента, разделенные так называемым Аникинским порогом, в пределах которого древние континентальные блоки сходятся друг с другом. Монголо-Забайкальский западный сегмент имеет четко выраженную геохимическую и металлогеническую зональности, его юго-западный фланг отличается повышенным гравитационным и магнитным

полями, осевая зона, контролируемая сутурной [2], характеризуется наличием контрастных гравитационных минимумов поля силы тяжести. Северо-западному флангу соответствуют относительно низкие гравитационное и магнитное поля. Оловорудные, вольфрамовые и редкометальные проявления, выделенные С.С. Смирновым в качестве протяженного оловоносного пояса, контролируются гипабиссальными интрузивами ильменитовой серии позднеюрского и раннемелового возраста, отличающиеся пониженным гравитационным полем (рис. 1). Оловоносно – вольфрамовый пояс обрамляется месторождениями и проявлениями с полиметаллической, молибденовой и золоторудной минерализациями.

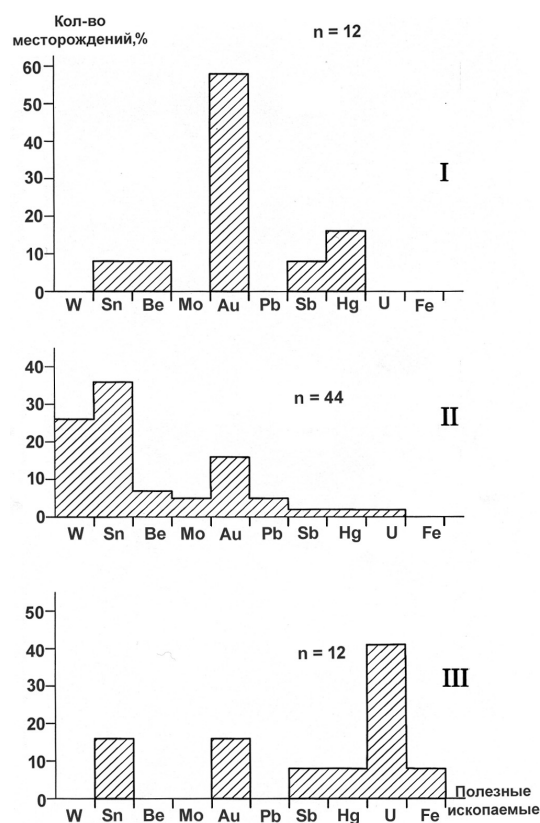


Рис. 1. Гистограммы распределения месторождений металлических полезных ископаемых, находящихся в пределах гравитационных максимумов (I), минимумов (II) и вне их пределов (III). N – количество месторождений каждой группы (использованы материалы листа № 50)

площадь 150x200 км. В основании пояса, участками сохранились фрагменты раннемезозойских толщ Удско-Мургальского пояса. Примечательно, что весь возрастной спектр пород, в обозначенных магнетитовой и ильменитовой зонах, имеет общие геохимические характеристики и металлогеническую специализацию.

Сунгари-Селитканский пояс протягивается от долины р. Уды к северному Китаю. Заложение пояса произошло в альбе, возможно в отдельных структурах в апте. Rb/Sr, K/Ar, Ar/Ar методами возраст завершающей фазы магматизма вулканитов, гранитов и оруденения определен как туронский. Этот пояс в отличие от Охотско-Чукотского имеет внутриматериковое положение, поэтому в его пределах хорошо сохранилась внутренняя зона, сложенная породами ильменитовой серии (рис. 2), и лишь в виде отдельных полей – образования магнетитовой серии. Поля пород ильменитовой серии трассируются отрицательными магнитными аномалиями и низкими значениями поля силы тяжести. С ними связаны известные оловорудные районы, такие как Хинганское, Баджальское, Ямалинское и Комсомольское.

Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Согласно стратиграфической схемы, начальные фазы субаэрального вулканизма в южном Сихотэ-Алине датируются поздним сеноманом, а на севере –

Удско-Верхнеамурский фрагмент Монголо-Охотского магматического пояса сложен преимущественно магматическими породами магнетитовой серии. Зональность в пределах этой части пояса сводится в увеличении общей щелочности пород на север и юг от сутурной зоны, а так же по простиранию с востока на запад. Окислительные условия определяют преимущественно золоторудную и золото-серебрянную специализацию пояса.

Охотско-Сунгарийская система протягивается от Чукотки до Северного Китая. В ее пределах выделяются близкие в возрастном и формационном отношении Охотско-Чукотский и Сунгари-Силитканский вулcano-плутонические пояса. Заложение Охотско-Чукотского пояса произошло в альбе. Верхняя граница пояса определяется позднемеловыми покровами платобазальтов. Вулканогенные толщи залегают в виде моноклинали полого наклоненной в сторону моря. Вследствие этого хорошо сохранилась от эрозии лишь внутренняя зона пояса, сложенная породами магнетитовой серии [3]. Выходы восстановленных пород ильменитовой серии наблюдаются на водо-

разделах в виде разрозненных, опущенных по разломам депрессионных структур. Наиболее крупное Куйдусунское поле имеет

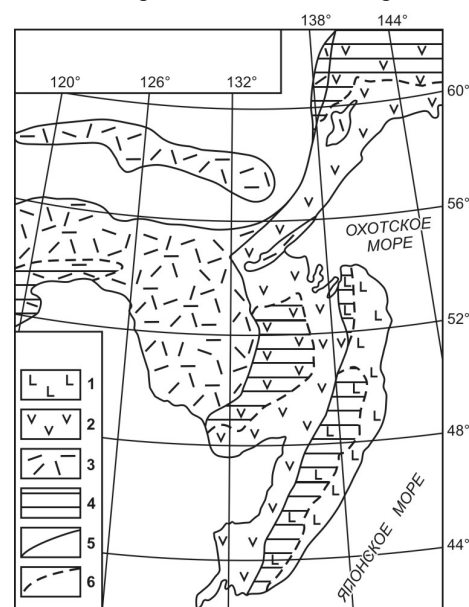


Рис. 2. Схема районирования мезо-кайнозойских вулcano-плутонических образований юга Дальнего Востока. 1–3 – контуры распространения разновозрастных вулканических и плутонических образований (мегапояса):

сеноман-олигоценый (1), альб-сеноманский (2), позднеюрско-раннемеловой (3); 4 – границы мегапоясов; 5 – граница внутренней (магнетитовая серия) и внешних (ильменитовая серия) зон

туроном. Накопление вулканогенных толщ происходило до конца палеогена. Вулканогенные образования отмеченного этапа относятся к известково-щелочной серии, и лишь в неогене произошли излияния толеитовых и щелочных базальтов внутриплитного типа. С известково-щелочными вулканитами тесно ассоциируют гранитоиды. Вулканогенные образования Восточно-Сихотэ-Алинского пояса залегают в виде моноклинали – в водораздельной части обнажается подошва вулканогенной толщи и отдельные вулканотектонические провалы более молодого возраста, а на побережье вулканические породы погружаются под воды Японского моря. Образование краевой моноклинали связано с провалами прибрежной зоны при возникновении Япономорской котловины (рис. 3). Геохимическая и металлогеническая зональности пояса обусловлены окислительно-восстановительными процессами. Прибрежная полоса пояса сложена вулканическими и плутоническими породами магнетитовой серии с проявлениями меднопорфирового и золото-серебряного типов оруденения, которые сопровождаются залежами вторичных кварцитов. В центральном Сихотэ-Алине вулканические и плутонические породы – типично ильменитовая серия с оловянными и олово-вольфрамовыми месторождениями.

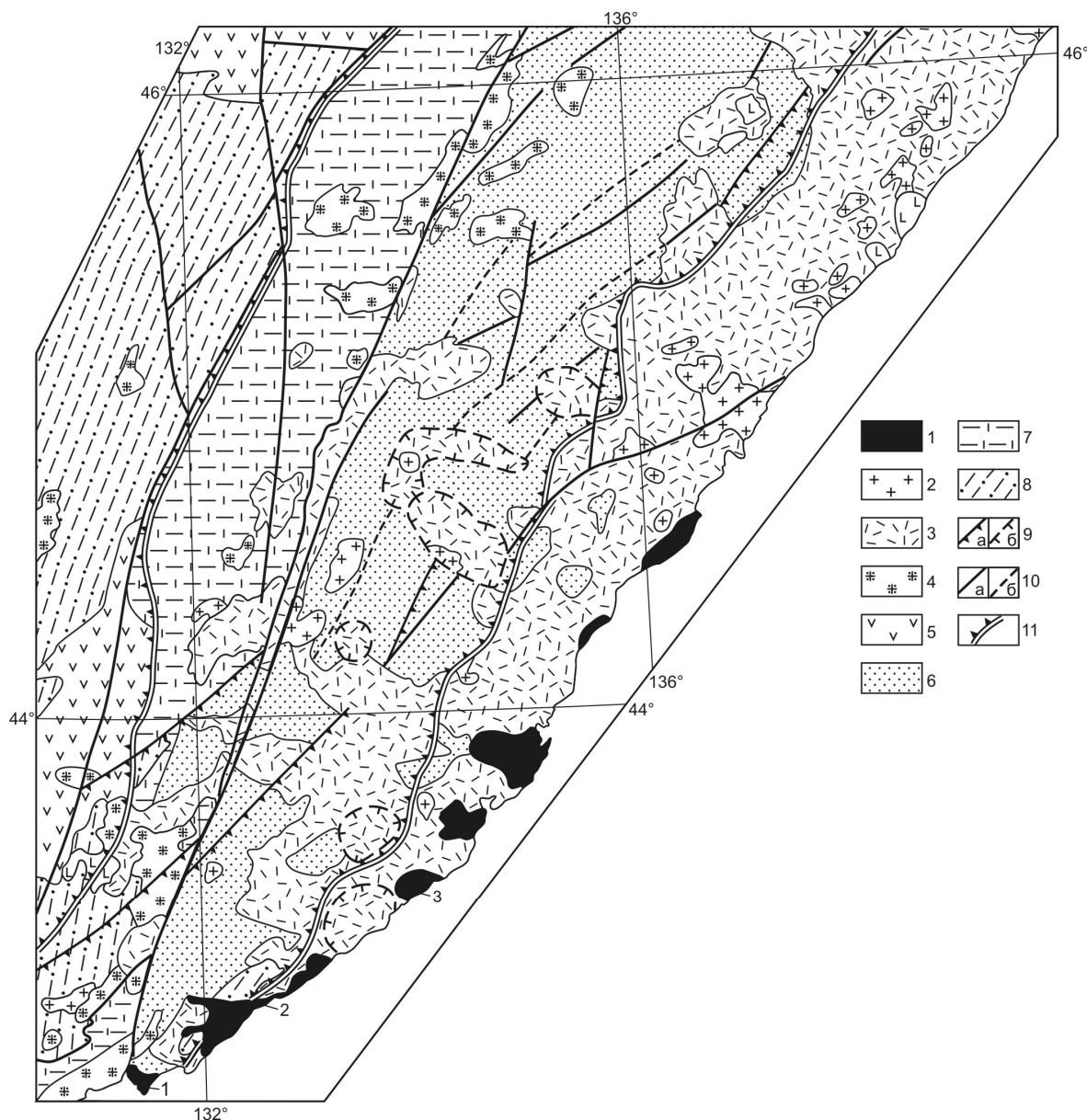


Рис. 3. Тектоническая карта Приморья (использована тектоническая карта [6], с авторскими добавлениями и упрощениями.

1 – граниты прибрежного комплекса (поздний мел-палеоген); 2 – гранитоиды позднемеловые; 3 – вулканогенные образования – поздний сеноман-палеогеновые; 4 – гранитоиды альб-сеноманского возраста; 5 – вулканические толщ альб-сеноманского возраста; 6 – нижнемеловой терригенный комплекс; 7 – раннемезозойские терригенные, в основании кремнистые отложения центрального Сихотэ-Алия; 8 – Ханкайский срединный массив; 9 – надвиги установленные (а) и предполагаемые (б); 10 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – границы распространения магнетитовой и ильменитовой серий магматических пород.

Корякско-Камчатский вулcano-плутонический пояс. Имеющиеся изотопные определения возраста вулканогенных образований, преимущественно К/Агдают широкий разброс значений – от 70 до 29 млн лет. По мнению [6] наиболее вероятен – позднэоцен-олигоценый возраст пояса. Пояс состоит из цепочки изолированных полей, протягивающихся в северо-восточном направлении от побережья Камчатки до Анадырского залива. Однако анализ гравиметрических материалов свидетельствует о широком развитии глубинных, корневых, частей этого комплекса [6]. Данные по составу магматических пород и металлогении ограничены. Наиболее отчетливо зональность просматривается в южной части вулканогена, в Велолныкском вулканическом поле. Его юго-восточный фланг сложен преимущественно породами кислого состава с преобладанием восстановленных пород эвтектоидного типа с оловянным оруденением, а северо-западный фланг отличается преобладанием пород среднего состава магнетитовой серии и золото-серебряным оруденением.

#### Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. кн. 1. 327 с.
2. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. №11. С. 1578–1586.
3. Мишин Л.Ф. К тектонике окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии // Тихоокеанская геология. 1986. №6. С. 106–111.
4. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука. 1994. 207 с.
5. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
6. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра. 1988. 264 с.

## SR-ND-PB ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И НЕРАВНОВЕСНОСТЬ КЛИНОПИРОКСЕНОВ В УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ МАГМАХ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОГО РИФТА, КАК ИНДИКАТОР МАНТИЙНОЙ ГЕТЕРОГЕННОСТИ И СМЕШЕНИЯ МАГМ

Муравьева Н.С.<sup>1</sup>, Беляцкий Б.В.<sup>2</sup>, Сенин В.Г.<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> ГЕОХИ РАН, Москва, nmur@geokhi.ru

<sup>2</sup> ФГУП ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, bbelyatsky@mail.ru.

Ультракалиевый магматизм, наиболее глубокий тип магматизма, обладает рядом признаков обогащенности мантийного источника редкими некогерентными элементами. Классической областью распространения ультракалиевых пород является Западная ветвь Восточно-Африканского рифта. Присутствие на сравнительно ограниченной площади пород, отличающихся по модальному и химическому составу, отражает гетерогенность верхней мантии на километровой шкале. При изучении изотопного состава минералов-вкрапленников камафугитов нами были получены новые доказательства гетерогенности мантийного источника калиевых магм Западного рифта.

В настоящей работе был определен изотопный состав свинца, стронция и неодима вкрапленников клинопироксена из четырех образцов камафугитов вулканического поля Буньяругуру (провинция Торо-Анколе) и двух образцов угандита и лейцитита из вулкана Високе (провинция Вирунга). Измерения проводились на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме регистрации из отобранных мономинеральных фракций.

Изотопная систематика стронция и неодима изученных пород Торо-Анколе ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.704629–0.705356;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : 0.512488–0.512550) [1–3] свидетельствует, что их мантийный источник близок по составу к обогащенному источнику базальтов океанических островов EM1 [4; 5]. В то же время, изотопный состав свинца тех же пород  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 18.998 – 19.566;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 15.686 – 15.737;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 39.303 – 40.264 [3] обнаруживает сходство состава с характеристиками вулканитов океанических островов EM2. Это разнообразие изотопных характеристик камафугитов объясняется длительным влиянием процессов мантийного метасоматоза на мантийное вещество.

Сравнение данных по минералам с изотопным составом камафугитов показало, что если относительно изотопного состава неодима вкрапленники в целом равновесны с вмещающей породой, тогда как по  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношению большая часть вкрапленников является изотопно-неравновесными.

На  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  диаграммах значения изотопного состава клинопироксенов из камафугитов образуют поле вблизи модельного источника EM1, что существенно ниже данных по валовым пробам. Линия, соединяющая изотопные составы камафугитов и клинопироксенов из них попадает на тренд, связывающий расплавы из источников типа EM1 и HIMU. Это может объясняться смешением расплавов, содержащих клинопироксен с новыми порциями расплавов из более обогащенного источника типа HIMU.

Тип изотопного неравновесия по стронцию хорошо согласуется с химическим составом и структурными особенностями клинопироксенов. Состав клинопироксенов был определен на микроанализаторе SX 100 фирмы CAMECA. В пределах каждой породы наблюдался некоторый интервал по содержаниям петрогенных элементов, иногда значительный, как от зерна к зерну, так и между центральной и краевой частями вкрапленников (например,  $0,45 \div 0,88$  по  $\text{Mg}^\#$ ). Различные зерна клинопироксенов обнаруживают зональность (прямую и обратную), что является основным петрографическим признаком неравновесия. Вкрапленники клинопироксена, в которых обратная зональность преобладает, оказываются обогащенными радиогенным стронцием относительно породы в целом.

Различие в степени изотопной равновесности клинопироксенов с вмещающей породой по неодиму и стронцию можно объяснить на основании сравнения скоростей диффузии этих элементов и времени пребывания магматических расплавов в очаге [6]. Скорость установления диффузионного равновесия для Nd гораздо ниже, чем для Sr или Pb. Таким образом, без введения новых порций изотопно-различающихся расплавов в исходное магматическое тело, изотопное  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношение в клинопироксенах будет испытывать диффузионное переуравновешивание с вмещающим расплавом в масштабах времени типичных для «жизни» магмы. Следовательно, наблюдаемая Sr изотопная неравновесность клинопироксенов указывает на быстрое изменение состава магматического расплава, и что время между смешением изотопно-различных магм и извержением должно быть очень коротким. Более поздние расплавы, с которыми смешивались клинопироксен-содержащие магмы были значительно магнезиальнее, о чем можно судить по составу краевых частей вкрапленников. Магнезиальность краевых частей большинства клинопироксенов с обратной зональностью независимо от состава центральной зоны составляет  $0,80 - 0,88$  для обр.11503 и  $0,75 - 0,80$  для обр.11530, что согласно коэффициенту распределения  $\text{KdFe}^{\text{-MgCpx}}_{\text{-Liq}}$  соответствует равновесным расплавам с  $\text{Mg}^\# \approx 0,7$  и  $\approx 0,68$  соответственно.

Обращает на себя внимание близкое сходство изотопных характеристик стронция для клинопироксенов из различных пород. В отличие от водосодержащих минералов вкрапленники клинопироксена в эффузивах наиболее устойчивы к любым процессам вторичного изменения (в том числе и метасоматическим), чем объясняется сохранность первичных изотопных меток пироксенов и близость их к характеристикам мантийного источника. Учитывая «кучное» расположение точек значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  клинопироксенов на диаграмме, можно предположить для всех изученных образцов существование единого источника с изотопным составом стронция не превышающим величину  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0,7046$ .

На  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  диаграмме, в небольшое поле, которое образуют точки составов всех изученных клинопироксенов, попадают и наиболее деплетированные по стронцию, максимально обогащенные кальцием породы мафурит и катунгит. Это, по-видимому, указывает на равновесие первичных расплавов этих пород с пироксенитовым источником. Присутствие в породе ксенолитов карбонатизированных пироксенитов, высокое содержание стронция (2888 ppm) и обилие карбонатов в основной массе указывает на то, что метасоматизирующим агентом был карбонатитовый расплав-флюид [7].

Наиболее вероятным объяснением происхождения изученных пород является двустадийный механизм: 1 – образование первичных расплавов при плавлении гетерогенного пироксенит-перидотитового мантийного субстрата и 2 – смешение магм из двух литосферных и подлитосферных горизонтов при быстром подъеме к земной поверхности.

## Литература

1. Муравьева Н.С., Беляцкий Б.В., Иванов А.В. Изотопно-геохимическая характеристика камафугитов Восточно-Африканского рифта. «Изотопные системы и время геологических процессов». // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. 2009. Санкт-Петербург Том II, С.34–37.
2. Muravyeva N.S., Belyatsky B.V., Senin V.G., Ivanov A.V. Sr–Nd–Pb isotope systematics and clinopyroxene-host disequilibrium in ultra-potassic magmas from Toro-Ankole and Virunga, East-African Rift: Implications for magma mixing and source heterogeneity // *Lithos*. 2014. V. 210–211, P. 260–277.
3. Muravyeva N.S., Belyatsky B.V. Petrology and geochemistry Toro Ankole kamafulite magmas: isotopic constraints. // *Geophysical Research Abstracts*. 2009. V. 11, EGU2009-12651-1.
4. Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements // *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 2. P. 61–101.
5. Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle Zoo. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2005. V. 6, N 5, P.

6. Jackson M. G., S. R. Hart, N. Shimizu, J. S. Blusztajn. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  disequilibrium between Polynesian hot spot lavas and the clinopyroxenes they host: Evidence complementing isotopic disequilibrium in melt inclusions. // *Geochemistry Geophysics Geosystems* V. 10, N. 3, 11 March 2009.

7. Kogarko L.N., Kurat G., Ntaflos T. Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha island, Brazil // *Contrib Mineral Petrol.* 2001. V. 140. P. 577–587.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА: (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ БУРЕНИЯ ЯНГИЮГАНСКОЙ ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ СКВАЖИНЫ)

Наркисова В.В.<sup>1</sup>, Крупеник В.А.<sup>2</sup>, Носова А.А.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ОАО НПЦ «Недра», г. Ярославль, [narkisova@nedra.ru](mailto:narkisova@nedra.ru)

<sup>2</sup> ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, [Valery\\_Krupenik@vsegei.ru](mailto:Valery_Krupenik@vsegei.ru)

<sup>3</sup> ИГЕМ РАН, г. Москва, [nosova@igem.ru](mailto:nosova@igem.ru)

Полярно-Уральский сегмент Восточно-Уральской зоны остается относительно малоизученным. Известна преимущественно океаническая природа слагающих его комплексов, однако их возраст и детальная геодинамическая принадлежность во многих случаях остаются неопределенными. При этом надежное определение возрастов и расшифровка геодинамической природы на основе геохимических и изотопно-геохимических подходов позволит получить новые знания об эволюции Протоуральского (Палео-Азиатского) и Уральского океанов. Важным вопросом для реставрации геодинамической истории распада и становления двух суперконтинентов (Родинии и Пангеи) представляется характер коры этого сегмента: является ли он ювенильным неопротерозойским или содержит унаследованный раннедокембрийский компонент. Результаты детального изучения магматических комплексов, вскрытых Янгиюганской параметрической скважиной глубиной 4095 м, пробуренной на северо-западе Западно-Сибирской плиты (ЗСП), в 90 км к ВЮВ от г. Салехард (Приуральский район ЯНАО), позволили дать определенные ответы на некоторые из этих вопросов.

Янгиюганская скважина вскрыла тектонически совмещенные позднепротерозойский и позднелазейский магматические комплексы. Верхние докембрийского комплекса, залегающие в лежачем боку надвига, интенсивно динамометаморфизованы; породы полностью преобразованы в бластокатаклазиты и бластомилониты. Залегание верхнелазейских пород нарушено синнадвиговой складчатостью, брекчированием, бластомилонитами, разрывными тектоническими нарушениями.

Возрастная принадлежность вулканогенных толщ основана на U-Pb датировках цирконов (SIMS) из кислых пород. Геохимические характеристики пород получены методами РФА, ICP-MS, изотопно-геохимические (Sm-Nd) – методом TIMS, оценки параметров метаморфизма – с помощью геотермометров Hbl-Grt, Grt-Bt, Grt-Chl [3] и Hbl геобарометра [4, 6]. Породы докембрийского комплекса преобразованы в условиях, соответствующих эпидот-амфиболитовой – низам амфиболитовой фации ( $T \sim 500\text{--}600^\circ\text{C}$ ,  $P \sim 8\text{--}10\text{ кб}$ ). Метаморфизм пород лазейского комплекса происходил в условиях зеленосланцевой фации ( $P \sim 4\text{--}7\text{ кб}$ ) до эпидот-амфиболитовой фации.

Позднепротерозойский комплекс объединяет две близкие по времени образования толщи, сформировавшиеся в позднем венде, в обстановке энсиматической островной дуги.

Породы нижней толщи: гранатсодержащие метаплагиограниты ( $561 \pm 5\text{--}571 \pm 5.5$  млн лет) и металейкоплагиограниты ( $542 \pm 5\text{--}554 \pm 5$  млн лет), амфиболиты и горнблендиты (базиты и меланобазиты) – можно рассматривать как часть ранней надсубдукционной офиолитовой ассоциации. Базиты и меланобазиты – низко – Ti (ср. 0.5 масс.%), высокомагнезиальные ( $\text{Mg\#}$  ср. 0.6–0.7) породы, сильно деплетированные некогерентными элементами, в том числе легкими и средними лантаноидами ( $\text{La/YbN} = 0.4\text{--}0.8$ ,  $\text{La/SmN} = 0.6\text{--}1.3$ ) – сопоставимы с ранними надсубдукционными офиолитами. Плагиогранитоиды низкокальциевые с повышенными концентрациями железа, кальция и низким отношением Rb/Sr (ср. 0.05–0.06) при высоких содержаниях кремнезема ( $\text{SiO}_2$  ср. 75.2–76.9 масс.%). Распределение в них РЗЭ имеет характерное для океанических плагиогранитов деплетирование легкими лантаноидами ( $\text{La/YbN} = 0.8\text{--}2.5$ ,  $\text{La/SmN} = 0.9\text{--}2.4$ ) при нефракционированных тяжелых РЗЭ ( $\text{Gd/YbN}_{\text{ср.}} = 0.8$ ,  $\text{Dy/YbN}_{\text{ср.}} = 0.8$ ), наследующее геохимические характеристики протолита – океанического габбро.

Ассоциация пород верхней толщи (3275–3405 м): метаплагиогранит-порфиры ( $537 \pm 5$  млн лет), гранатсодержащие Bt амфиболиты (андезиобазальты), лейкократовые Hbl-Bt-Qtz-Pl сланцы (по порфировым андезитами) и меланократовые амфиболиты (меланобазальты) сопоставима с толеитовыми БАДР сериями ранних

стадий развития примитивных островных дуг. Метабазиты и метаандезиты имеют ярко выраженные надсубдукционные характеристики: низкое содержание Ti (ср. 0.4–0.6 масс.%), отрицательную Nb-Ta аномалию ( $Nb/Nb^* = 0.1–0.7$ ), толеитовый тип распределения РЗЭ ( $La/Yb_{Ncr} = 1.1–1.3$ ,  $La/Sm_N = 1.0–1.3$ ,  $Gd/Yb_{Ncr} = 0.8–0.9$ ,  $Dy/Yb_{Ncr} = 0.8–0.9$ ). Кислые породы этой толщи так же обеднены редкими элементами и ЛРЗЭ ( $La/Yb_{Ncr} = 2.3$ ,  $La/Sm_{Ncr} = 1.8$ ), Rb/Sr (ср. 0.10).

Изотопные Nd характеристики неопротерозойских базитов ( $\epsilon Nd_{(T)} +7.7...+7.8$ ) свидетельствуют о деплетированном мантийном (астеносферном) источнике. Присутствие высоко-Mg, обогащенных Cr и Ni, меланократовых разностей метабазитов, низкие значения Sm/YbN (1.0–1.1) и Ti/Y (170–320) и высокие Lu/Hf (0.20–0.21) указывают на высокую степень плавления мантийного источника. Их островодужная природа и отличие от задуговоморских базитов и MORB подтверждается величинами отношений элементов, отражающих вклад в надсубдукционные породы компонентов погружающегося слэба, например, низкими значениями Ce/Pb при высоких Ba/Th. Плагиигранитоиды демонстрируют характеристики гранитов I типа, на диаграмме Пирса Rb-Nb+Y группируются в нижней части поля составов гранитов островных дуг. Изотопные Nd характеристики гранитоидов свидетельствуют о ювенильном характере протолита: величины  $\epsilon Nd(T)$  лежат в интервале от +5.0 до +7.5, что близко к DM соответствующего возраста.

*Позднепалеозойский комплекс* представляют бимодальные вулканические толщи: гранатсодержащие амфиболиты, апоандезибазальтовые сланцы и метадациты ( $352 \pm 2$  млн лет) в инт. 3090–3275 м; апобазальтовые сланцы, метадациты ( $337 \pm 2.3$  млн лет) и метариолиты ( $349 \pm 3$  млн лет) в инт. 1902–3090 м, и однородная толща метабазальтов-метадолеритов в инт. 1498–1902 м.

Комплекс сформировался в условиях задугового морского бассейна. Позднепалеозойские базиты умеренно-Ti (1.5–2.2 масс.%), преимущественно магнезиальные ( $Mg\#_{ср.} 0.6$ ), представлены разностями со слабо и умеренно фракционированными ЛРЗЭ ( $La/Yb_N = 0.8–1.8$ ,  $La/Sm_N = 0.6–1.1$ ;  $La/Yb_N = 1.8–4.0$ ,  $La/Sm_N = 1.3–1.7$ ). Базиты обладают смешанными геохимическими характеристиками, специфичными для базальтов задугово-морских бассейнов. Им свойственны характерные для MORB низкие значения отношения Ba/Th при высоких Ce/Pb, и одновременно выраженная отрицательная Nb-Ta аномалия ( $Nb/Nb^* = 0.2–0.7$ ) и низкие значения отношения Nb/Lan (0.3–0.6), что характерно для базальтов островодужных обстановок. Снизу-вверх в разрезе в метабазитах возрастают значения отношений Nb/LaN и Nb/ThN, и снижается аномалия Nb, что так же может указывать на снижение влияния субдукционной составляющей на их формирование.

Изотопные Nd характеристики позднепалеозойских базитов свидетельствуют о деплетированном мантийном (астеносферном) источнике, имеющем значения  $\epsilon Nd_{(T)}$  от +6.5 до +9.4. Судя по умеренным значениям отношений Sm/YbN (ср. 1.4–2.4), Ti/Y (ср. 250–440) и Lu/Hf (ср. 0.11–0.13) в метабазитах бимодальной толщи их источник отвечал шпинелевым перидотитам. Расплавы умеренно-Ti метабазитов однородной толщи, характеризующиеся более высокими значениями Ti/Y (ср. 460–500) и низким Lu/Hf (ср. 0.09), формировались на большей глубине, предположительно, в ситуации типа «slab window». В общем случае развитие магматизма в задуговых бассейнах происходит в сторону уменьшения вклада надсубдукционной компоненты и приближения к MORB. Однако, если в ходе погружения слэба происходит его разрыв (например, отрыв слэба под Магнитогорской островной палеодугой связывается с заклиниванием зоны субдукции [2]) и образуется «slab window», когда растяжение литосферы еще не привело к существенному сокращению ее мощности, то вероятна инверсия – появление глубинных астеносферных выделов.

Кислые породы позднепалеозойского комплекса по геохимическим характеристикам заметно отличаются от поздненеопротерозойских кислых пород (океанических и островодужных гранитоидов) подстилающих толщ. Относительно последних они обогащены высокочargedными элементами и в два-три раза редкими землями, на диаграмме Rb-Nb+Y располагаются в поле внутриплитных гранитоидов. В метадацитах из разных толщ вверх по разрезу прослеживается рост концентраций титана, фосфора, циркония и других ВЗЭ, возрастает степень фракционирования легких и средних РЗЭ ( $La/Yb_{Ncr} = 2.7–4.5$ ,  $La/Sm_{Ncr} = 1.8–2.5$ ), на порядок (от 0.06–0.08 до 0.8 в метадацитах и до 1.5 в метариолитах) возрастает величина отношения Rb/Sr. Их геохимический облик меняется от гранитов переходного от I к А типу по направлению к ярко выраженному А типу. Кислые породы имеют значения  $\epsilon Nd_{(T)}$  в интервале от +7.0 до +7.9. Nd модельные возрасты, рассчитанные по двустадийной модели ( $^{147}Sm/^{144}Nd > 0.12$ ), составляют около 0.9–1.0 млрд лет, что указывает на неопротерозойский возраст их протолитов и отсутствие явного вклада древнего (раннедокембрийского) корового вещества.

Наиболее поздними в разрезе являются раннепермские ( $277 \pm 4$  млнл.) коллизионные гранодиориты (две маломощные ~2 м дайки) с характерным для анатектических гранитоидов обогащением Ba (2430 г/т), Sr (ср. 2730 г/т) и ЛРЗЭ ( $La/Yb_{Ncr} = 30$ ,  $Gd/Yb_{Ncr} = 4.9$ ). Изотопный состав неодима ( $\epsilon Nd_{(T)} = +2.9$ ) и низкое содержание Rb и ВЗЭ свидетельствуют об отсутствии в их источнике раннедокембрийского корового вещества.

Полученные по Янгиюганской скважине данные свидетельствуют, что в восточной (в современных координатах) части Протоуральского океана в конце неопротерозоя продолжал существовать океанический бассейн и происходило формирование островных дуг. В таком случае появление гранитоидов посторогенного

типа с возрастaми 580–540 млн лет [1] и близкого по возрастaу метаморфизма вдоль уральской окраины Восточно-Европейского кратона должно отвечать аккреции к ней островной дуги [5], а не закрытию океана и континентальной коллизии.

### Литература

1. Шардакова Г.Ю. U-Pb Возрастa цирконов из интрузивных пород Башкирского мегантиклинория – свидетельство импульсов эндогенной активности на Восточной окраине Восточно-Европейского кратона // ЕЖЕГОДНИК-2012: Тр. ИГГ УрО РАН. 2013. Вып. 160. С. 303–308.
2. Brown D., Spadea P., Puchkov V. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals // Earth-Science Reviews. 2006. V.79. P. 261–287.
3. Gerya T.V., Perchuk L.L. "GEOPATH" database: equation of state for individual gases // Mineral equilibria and databases. Espoo: GSF Publication, 1997. Guide 46. P.30–31.
4. Hammarstrom J.M., Zen E. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer // American Mineralogist. – 1986. – V.71. – P.1297–1313.
5. Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V. The Late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals: an extension of the Cadomian arc? // Prec. Res. 2001. 110. P. 255–275.
6. Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer // Contr. Mineral. Petrol. – 1992. – V.110. – P.304–310.

## ВЫСОКОЗАРЯДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ: УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМЫ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ (ДАННЫЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ)

Никитина Л.П.<sup>1,2</sup>, Бабушкина М.С.<sup>1</sup>, Королев Н.М.<sup>1</sup>, Гончаров А.Г.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; e-mail: lpnikitina2011@yandex.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский Государственный университет, Институт наук о Земле, 199034, Санкт-Петербург, e-mail: a.goncharov@spbu.ru

Проблема химической дифференциации литосферы и коро-мантийного взаимодействия диктует необходимость исследования условий и механизмов фракционирования высокозарядных элементов (HFSE: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) в континентальной литосферной мантии (КЛМ). Изучение мантийных ксенолитов, являющихся прямыми носителями информации о химическом составе, термальном и окислительно-восстановительном состоянии, процессах плавления и метасоматоза в мантии, характере ее эволюции под разновозрастными структурами земной коры, обеспечивает получение необходимых данных.

В связи с широким использованием некоторых HFSE в качестве петрогенетических индикаторов процессов мантийно-корового взаимодействия, в последнее десятилетие встал вопрос о дисбалансе масс в Земле в отношении Nb и Ta и, возможно, Ti [1, 7, 10–12, 14–15]. Континентальная кора и деплетированная мантия не строго комплементарны в отношении Nb и никакое смешение этих двух резервуаров, по мнению многих упомянутых выше исследователей, не может обеспечить хондритовые отношения Nb/Ta и Nb/La в «силикатной» Земле. Это привело к предположению, что «силикатная» Земля, в ходе ее эволюции, потеряла некоторое количество Nb, и должен существовать дополнительный резервуар с суперхондритовым Nb/Ta отношением. Таким резервуаром, как предполагается [11], может быть субдуцированная в нижнюю мантию океаническая кора, трансформированная в рутил-содержащие эклогиты на границе мантия-ядро. В другой гипотезе, важная роль в глобальном бюджете Nb приписывается земному ядру и допускается частичное растворение этого элемента в ядре. Гипотеза основана на экспериментальных данных о возрастании степени сидерофильности Nb и коэффициента его распределения ( $D_{Nb}$ ) между металлическим расплавом, богатым железом, и силикатным расплавом при высоких давлениях [8, 14]. При изменении давления от 2.5 до 25.0 ГПа  $D_{Nb}$  возрастает от 0.06 до 0.6, при котором возможно вхождение в ядро до 23% ниобия. В то же время Ta не изменяет своих свойств с возрастанием давления. Существенное фракционирование высокозарядных элементов предполагается и в КЛМ [10], но высокие отношения Nb/Ta, по мнению исследователей, ограничиваются доменами, которые подвергались карбонатитовому метасоматозу. Некоторые авторы [13] считают, что в процессе трансформации океанической коры в эклогиты Nb, Ta, Zr, Hf, Ti имеют в среднем одинаковую мобильность и значительное фракционирование Nb, Ta и других высокозарядных элементов не проявляется.

Выяснение роли КЛМ в глобальном бюджете Nb, а также Ta, Zr, Hf, Ti по данным мантийных ксенолитов – задача настоящего исследования. Объектами исследования являются перидотитовые и эклогитовые ксенолиты из мантии, подстилающей докембрийские кратоны Сибирской и Северо-Американской платформ,



кратоны Каапваальский, Кассаи, Мен, Северо-Китайский, Центральный Французский массив, из мантии рифтогенных структур СЗ Шпицбергена и Центрально-Азиатского пояса (Байкальская структура), а также перидотиты альпинотипных массивов и эклогиты из высокобарических метаморфических комплексов (УНР) орогенных поясов.

В большинстве изученных перидотитов и эклогитов из мантии под кратонами ( $T$  от 900–1000 до 1500–1600 °C,  $P$  от 15–20 до 60–70 кбар) установлены суперхондритовые значения  $Nb/Ta$ ,  $Nb/La$  и  $Zr/Hf$ . В самых верхних горизонтах верхней мантии (the shallow mantle), в условиях относительно низких  $T$  и  $P$  фракционирование  $Nb, Ta, Zr$  и  $Hf$  проявлено слабо или вообще не происходит. Так в шпинелевых перидотитах СЗ Шпицбергена (730–1180°C, 13–27 кбар) отношения  $Nb/Ta$ ,  $Nb/La$  лишь незначительно превышают хондритовые. В отличие от эклогитов из КЛМ раннедокембрийских кратонов (Кассаи, Мен, Слейв), в которых также как и в перидотитах установлены значения  $Nb/Ta$  и  $Nb/La$  от хондритовых до суперхондритовых (Nikitina et al., 2014), коровым эклогитам из УНР метаморфических комплексов орогенных поясов Северного Китая, Тибета, Испании и Франции свойственны  $Nb/Ta$  и  $Nb/La$  отношения ниже хондритовых и хондритовые.

Соотношения  $Nb/Ta$  и  $Nb/La$  с  $Zr/Hf$  в изученных мантийных перидотитах и эклогитах свидетельствуют о различном характере фракционирования  $Zr$  и  $Hf$  относительно  $Nb, Ta$  и  $La$  в этих породах: в перидотитах отношения  $Nb/Ta$  и  $Nb/La$  возрастают с увеличением  $Zr/Hf$ , тогда как в эклогитах они не изменяются. В эклогитах высокобарических комплексов орогенных поясов соотношения  $Nb/Ta$  и  $Nb/La$  с  $Zr/Hf$  подобны таковым в базальтах океанических островов.

Основным механизмом фракционирования элементов является, вероятнее всего, парциальное плавление мантийных пород. Тренды увеличения содержания  $Nb$  и отношений  $Nb/Ta$ ,  $Nb/La$  и  $Zr/Hf$  в мантийных перидотитах соответствуют возрастанию степени парциального плавления мантийного вещества. Установлено, что степень плавления (относительно РМ) пород в мантии раннедокембрийских кратонов максимальна и достигает 60–65% [3]. Перидотиты же из мантии рифтогенной структуры СЗ Шпицбергена и Байкальского рифта представляют собой реститы относительно низкой степени плавления. Она колеблется в пределах 10–35%, однако встречаются, хотя и редко, образцы примитивного состава ( $F$  около 0%). В процессе плавления происходит фракционирование  $Nb$  и  $Ta$  вследствие того, что  $DNb$  между реститом и расплавом при повышении температуры и давления возрастает, а  $DTa$  остается неизменным [2, 6].

При изменении температуры и, возможно, давления происходит перераспределение высоkozарядных элементов между породообразующими минералами. Так в клинопироксенах из шпинелевых перидотитах (СЗ Шпицберген) содержание  $Nb$  и  $Ta$  и отношение  $Nb/Ta$  увеличиваются при возрастании температуры от 700 до 1200 °C, тогда как в ортопироксенах содержание  $Nb$  и отношение  $Nb/Ta$  уменьшаются. При отсутствии температурной зависимости содержания  $Ti$  в пироксенах и увеличении с повышением температуры содержания  $Zr$ , отношение  $Ti/Zr$  в обоих минералах уменьшается. Коэффициенты распределения  $Ta$  и  $Nb$  между ортопироксенами и клинопироксенами характеризуются положительной температурной зависимостью: ортопироксены обогащаются  $Ta$ , а клинопироксены  $Nb$ . Коэффициенты распределения  $Ti$  между оливином и ортопироксеном, оливином и клинопироксеном возрастают с повышением температуры, поэтому, учитывая модальное содержание оливина в перидотитах и увеличение его при повышении степени плавления пород, оливины могут рассматриваться как концентраторы этого элемента в гарцбургитах и дунитах.

Таким образом, данные по геохимии высоkozарядных элементов в ксенолитах мантийных пород свидетельствуют о том, что в глубинных зонах КЛМ, в условиях интенсивного плавления пород фракционирование  $Nb, Ta, Zr$  и  $Hf$  проявлено значительно. Эти зоны могут рассматриваться как возможный резервуар в силикатной Земле с суперхондритовыми отношениями  $Nb/Ta$ ,  $Nb/La$ , а также  $Zr/Hf$ . В верхних зонах КЛМ, характеризующихся низкой степенью плавления и  $P, T$  параметрами, близкими к условиям фазового перехода шпинелевых перидотитов в гранатовые в системах MAS и CMAS, фракционирование рассматриваемых элементов проявлено менее интенсивно. Различный характер фракционирования HFSE в перидотитах и эклогитах определяется их минералогическим составом и различием в коэффициентах распределения этих элементов между их основными породообразующими и акцессорными (в первую очередь, рутилом) минералами и расплавами.

## Литература

1. Barth M.G., McDonough W.F., Rudnick R.L. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust // Chem. Geol. 2000. V.165. P. 197–213.
2. Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. No 5. P. 933–938.
3. Glebovitsky V.A., Nikitina L.P., Vrevskii A.B., Pushkarev Yu.D., Babushkina M.S., Goncharov A.G. Nature of the chemical heterogeneity of the continental lithospheric mantle // Geochemistry International. 2009. V. 47. P. 857–881.

4. Goss, A.R., Kay, S.M. and Green T.H. Extreme high field strength element (HFSE) depletion and significance of Nb/Ta as indicator of geochemical processes in crust-mantle system // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 347–359.
5. Green, T.H., Blundy, J.D., Adam J., and Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1.080–1.200°C // *Lithos*. 2000. V. 53. P. 165–187.
6. Klemme S., Blundy J.D., Wood B.J. Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. No.17. P. 3109–3123.
7. König S., Shuth S. Deep melting of old subducted oceanic crust recorded by superchondritic Nb/Ta in modern arc lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 301. P. 265–374.
8. Mann U., Frost D.J., Rubie D.C. Evidence for high-pressure core-mantle differentiation from metal-silicate partitioning of lithophile and weakly-siderophile elements // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 7360–7386.
9. Nikitina L.P., Korolev N.M., Zinchenko V.N., Felix J.T. Eclogites from the upper mantle beneath the Kasai Craton (Western Africa): Petrography, whole-rock geochemistry and U-Pb zircon age // *Precamb. Res.* 2014. V. 249. P. 13–32.
10. Pfander J., Jung S., Munker C., Stracke A., Mezger K. A possible high Nb-Ta reservoir in the continental lithospheric mantle and consequences on the global Nb budget – Evidence from continental basalts from Central Germany // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012. V. 7. P. 232–251.
11. Rudnick, M. Barth, I. Horn, W. McDonough. 2000. Rutile-bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle // *Sci.* 287, 278–281.
12. Rudnick, R.L., Gao, S. 2003. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. P. 1–64.
13. Schmidt A., Weyer S., John T., Brey G.P. HFSE systematic of rutile-bearing eclogites. New insights into subduction zone processes and implications for the earth's HFSE budget // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 455–468.
14. Wade J., Wood B.J. The Earth's missing Nb may be in the core // *Nature*. 2001. V. 409. P. 75–78.
15. Weyer S., Munker C., Mezger K. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 205. P. 309–324.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ ЕЛАНЬ-КОЛЕНОВСКОГО И ВЯЗОВСКОГО МАССИВОВ (ХОПЕРСКИЙ МЕГАБЛОК ВКМ)

Овсянников А.И., Белькова Т.В.

*ФГБОУ ВПО «Воронежский государственный университет», г. Воронеж*

Елань-Коленовский и Вязовский массивы располагаются на Хопёрском мегаблоке Воронежского кристаллического массива и описаны в литературе [1, 2, 3, 4, 5, 6]. Большая часть этих тел сложена породами мамонского комплекса с возрастом 2080 ± 15 Ма [7].

**Актуальность работы:** Елань-Коленовский и Вязовский массивы представляют собой сложнодифференцированные плутоны, при этом, практически при отсутствии детальных геологических сопоставлений, по некоторым геофизическим данным имеют общее основание на глубине порядка 20 км [1].

В составе Елань-Коленовского и Вязовского массивов выделяют елань-вязовский тип пород (мамонский комплекс), в котором достоверно выделяется две фазы пород [1, 7], при этом петрографическое разнообразие плутонов не позволяет ограничиться всего лишь двумя фазами, поэтому требуется дополнительное изучение массивов.

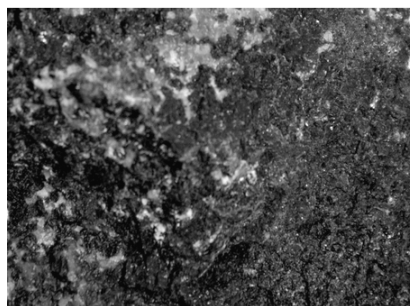
При рассмотрении массивов по отдельности многие петрографические признаки носили несистемный характер, а последовательность формирования многих пород и их ассоциаций оставалась неясной. Рассмотрение петрографии массивов вместе позволит увеличить количество фактического материала и уменьшить статистическую погрешность при обнаружении закономерностей, выявлении характерных признаков и составлении сводного петрографического разреза для пород елань-вязовского типа.

**Оливиниты и апооливинитовые серпентиниты.** Макроскопически и микроскопически оливиниты рассматриваемых массивов практически идентичны: они черного цвета, массивной текстуры, среднезернистой структуры, в различной степени серпентинизированы, примесь рудных минералов (даже в серпентинизированных разностях) незначительна. Оливин высокомагнезиальный (Fa<sub>15-20</sub>), а плагиоклаз, за единичными исключениями, отсутствует.

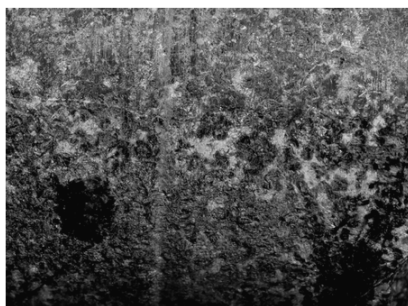
**Оливин-плагиоклаз-пироксеновая ассоциация.** Породы оливин-плагиоклазовой ассоциации в рассматриваемых массивах формируют т.н. расслоенные серии. Магматическая расслоенность представляет собой набор слоев с сильно варьирующим содержанием оливина, пироксенов и плагиоклаза (серия: лерцолит плагиоклазовый (рис. 1), оливиновый вебстерит, троктолит пироксеновый, оливиновый габбронорит (рис. 1)). Каждый слой в серии образован основанием из плагиоклазовых лерцолитов и верхней части, сложенной оливиновыми габброноритами или троктолитами, иногда – безоливиновыми габброноритами. Переходы между разностями пород постепенные, редко – контрастные (рис. 1). Количество слоёв в серии – 2 – 4 [1, 2, 8].

Троктолиты чаще встречаются на Вязовском массиве и внешне сходны с оливиновыми габброноритами. Макроскопически породы оливин-плаггиоклазовой ассоциации имеют следующий облик: цвет – тёмно-зелёный до чёрного (плаггиоклазовые лерцолиты), зеленовато-серый (оливиновые плаггиоклазовые вебстериты), зеленовато-серый пятнистый (оливиновые габбронориты), зелёно-светло-серый пятнистый (троктолиты), серый (габбронориты). Структура среднезернистая, редко- мелкозернистая или крупнозернистая. Текстура массивная, иногда – такситовая. Оливин свежего облика, но часто имеет неровные края и находится в тесной ассоциации с плаггиоклазом.

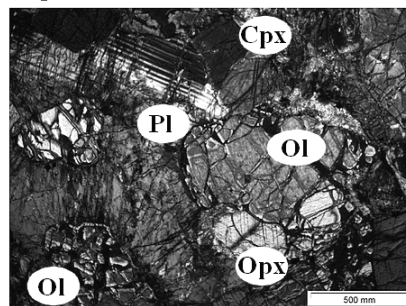
**Вязовский массив**  
**Макроскопический облик**  
Скв. 7623, гл. 435,5 м



**Вязовский массив**  
**Макроскопический облик**  
Скв. 7623, гл. 435,5 м



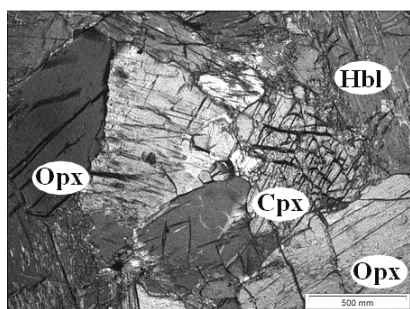
**Вязовский массив**  
**Микроскопический облик**  
Скв. 7623, гл. 435,3 м; никколи скрещены



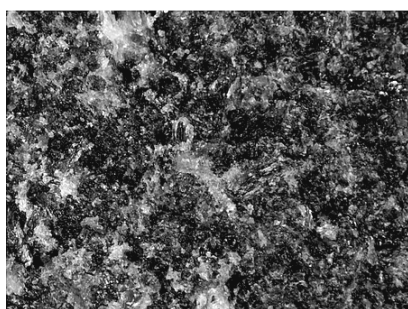
*Рис. 1. Чередование пород оливин-плаггиоклаз-пироксеновой ассоциации*

**Ассоциация пироксен-плаггиоклазовых пород.** Породами этой ассоциации являются вебстериты роговообманково-плаггиоклазосодержащие, габбронориты, оливин в них встречается в качестве второстепенного минерала (рис. 2). В объёме Вязовского массива породы данной ассоциации распространены незначительно.

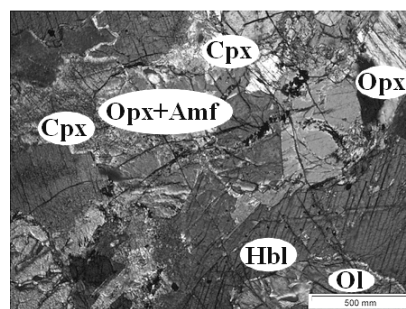
**Елань-Коленовский массив**  
**Микроскопический облик**  
Скв. 7694, гл. 379,0 м; (а);  
никколи скрещены



**Елань-Коленовский массив**  
**Макроскопический облик**  
Скв. 7694, гл. 495,0 м



**Вязовский массив**  
**Микроскопический облик**  
Скв. 8469, гл. 369,5-386,3 м;  
никколи скрещены



*Рис. 2. Чередование вебстеритов и габброноритов (в центре); вебстериты (справа и слева)*

Вебстериты тёмного грязно-зелёного цвета имеют массивную текстуру и среднезернистую структуру. Габбронориты имеют пятнистый окрас за счёт грязно-зелёных и тёмно-серых пироксенов и роговой обманки, а также белого и голубовато-серого плаггиоклаза. В случае с Елань-Коленовским плутоном породы пироксен-плаггиоклазовой ассоциации формируют чередующиеся в разрезе контрастные слои безоливиновых пироксеновых ультрамафитов и мафитов, при преобладании последних (рис. 2).

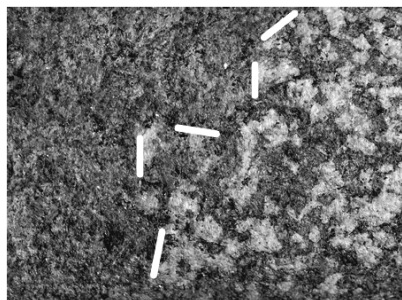
**Ассоциация роговообманково-биотит-плаггиоклазовых пород.** Эта ассоциация представлена роговообманковыми вебстеритами, пироксеновыми горнблендитами, роговообманково-биотитовыми габброноритами, биотит-роговообманковыми габбро, такситовыми ортоклазовыми и ортоклазсодержащими габброноритами, иногда оливинсодержащими. Породы этой ассоциации сложены коричневой роговой обманкой, зелёной роговой обманкой, биотитом, плаггиоклазом ( $An_{35-60}$ ); как породообразующий минерал может выступать крупный ортоклаз.

В составе этой ассоциации ультрамафиты развиты очень слабо. Но в пределах изучаемых массивов они имеют сходный облик: это средне-крупно-зернистые породы с массивной текстурой яркого жёлто-коричневого цвета.

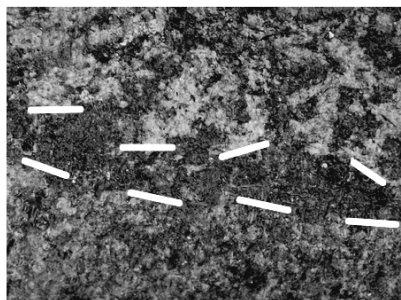
Габброиды – напротив являются самыми распространёнными породами Елань-Коленовского плутона и широко развиты в Вязовском массиве. Облик роговообманково-биотитовых основных пород сходного состава с разных интрузивных тел часто практически идентичен. Их текстура массивная или такситовая, иногда – директивная. Структура среднезернистая, редко – мелкозернистая. В такситовых породах размер отдельных зёрен минералов (чаще всего плагиоклаза) может измеряться сантиметрами. Мелкозернистые биотит и роговая обманка часто образуют тёмно-зелёные пятна с неровными краями на голубовато-светло-сером фоне плагиоклаза. Такие пятна дают обманчивое представление об истинной структуре породы.

Между породами пироксен-плагиоклазовой и роговообманково-биотит-плагиоклазовой ассоциаций иногда обнаруживаются отчётливые магматических взаимоотношения. Которые наблюдаются в виде амфиболитизации пород пироксен-плагиоклазовой ассоциации и образования биотитовой оторочки (хотя, довольно маломощной – 0 – 6 мм) вдоль зоны контакта (рис. 3).

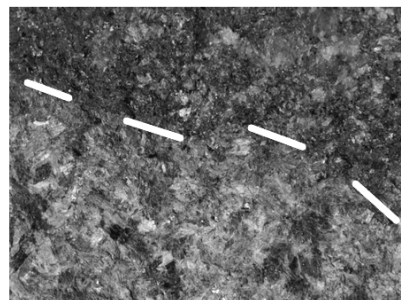
**Макроскопический облик**  
Скв. 7677, гл. 316,5 м



**Макроскопический облик**  
Скв. 7677, гл. 239,0 м



**Макроскопический облик**  
Скв. 7677, гл. 281,3 м



**Рис. 3. Взаимоотношения между вебстеритами пироксен-плагиоклазовой и габброноритами роговообманково-биотитовой ассоциаций (Елань-Коленовский массив)**

**Выводы:** Ранее выделялось две фазы в составе массивов елань-вязовского типа. К первой относились существенно оливиновые породы, ко второй – безоливиновые [1, 2]. Однако, наличие четкого петрографического контакта между вебстеритами и габброноритами позволяет говорить о том, что и безоливиновые породы имеют между собой интрузивные взаимоотношения, т. е. в добавление к выделенной ранее ассоциации существенно оливиновых пород существуют две ассоциации безоливиновых пород.

В грубом обобщении для каждой из ассоциаций можно назвать главный мафический минерал: первая и вторая – оливин, третья – пироксены, четвёртая – роговая обманка и биотит, что соответствует классическим схемам Н.Л. Боуэна, У.А. Дира, Л. Уэджера, Е.В. Шаркова.

Для всех ассоциаций за исключением ранних оливинитов характерно наличие мафитов и ультрамафитов, но при этом наибольшее количество видов пород наблюдается в Елань-Коленовском интрузиве.

Магматическая расслоенность пород наблюдается как в оливин-плагиоклаз-пироксеновой, так и в пироксен-плагиоклазовой ассоциациях пород.

На завершающей стадии образования массивов произошло внедрение плагиоклазовых, реже калишпат-плагиоклазовых средне-, крупнозернистых пород.

#### Литература

1. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) / Н.М. Чернышов. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 448 с.
2. Фролов С.М. Некоторые особенности строения и сингенетические ряды пород Елань-Коленовского плутона / С.М. Фролов // Вопросы геологии КМА – 1978. – Выпуск 2 – С. 31–38.
3. Чернышов Н.М. Породообразующие минералы никеленосных интрузий ВКМ / Н.М. Чернышов, Г.Г. Дмитренко. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1979. – 248 с.
4. Бочаров В.Л. Строение и состав Еланского никеленосного плутона в краевой части Воронежского кристаллического массива / В.Л. Бочаров, С.М. Фролов, Н.М. Чернышов // Изв.вузов. Геология и разведка. – 1986. – №4. – С. 10–20; № 5. – С. 42–49.
5. Фролов С.М. Петрография никеленосной перидотит-габброноритовой формации ВКМ / С.М. Фролов // Воронеж. гос. ун-т, 1988. – 171 с. -Деп. в ВИНТИ.

6. Овсянников А.И. Распределение редкоземельных и малых элементов в мафитах и ультрамафитах Елань-Коленовского плутона / А.И. Овсянников // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол., 2013. - № 1. - С. 98–109.

7. Чернышов Н.М. Уран-свинцовый возраст норит-диоритовых интрузий еланского никеленосного комплекса и их временные соотношения с габроноритами дифференцированных ультрамафит-мафитовых плутонов мамонского комплекса ВКМ / Н.М. Чернышов, Т.Б. Баянова, М.Н. Чернышова и др. // Геология и геофизика, 1998. – Т. 39. – № 8. – С. 1064–1071.

8. Овсянников А.И. Проявления тонкоритмичного чередования пород в пределах Елань-Коленовского плутона, как индикатор малосульфидного платинометального оруденения / А.И. Овсянников // Геологическая среда, минерагенические и сейсмоструктурные процессы: материалы XVIII Международной научно-практической конференции 24–29 сентября 2012 года. – Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга». – 2012. – С. 233–237.

## НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДВУПИРОКСЕНОВЫЕ ГНЕЙСЫ И ЧАРНОКИТОИДЫ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ И ВОЗРАСТЕ

Орлова А.В.<sup>1,2</sup>, Аносова М.О.<sup>1</sup>, Азимов П.Я.<sup>3</sup>, Разумовский А.А.<sup>2</sup>, Ревяко Н.М.<sup>1</sup>, Костицын Ю.А.<sup>1</sup>,  
Федотова А.А.<sup>1,2</sup>, Хаин Е.В.<sup>2</sup>, Некрасов Г.Е.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского РАН, Москва, orlova@geokhi.ru

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва

<sup>3</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

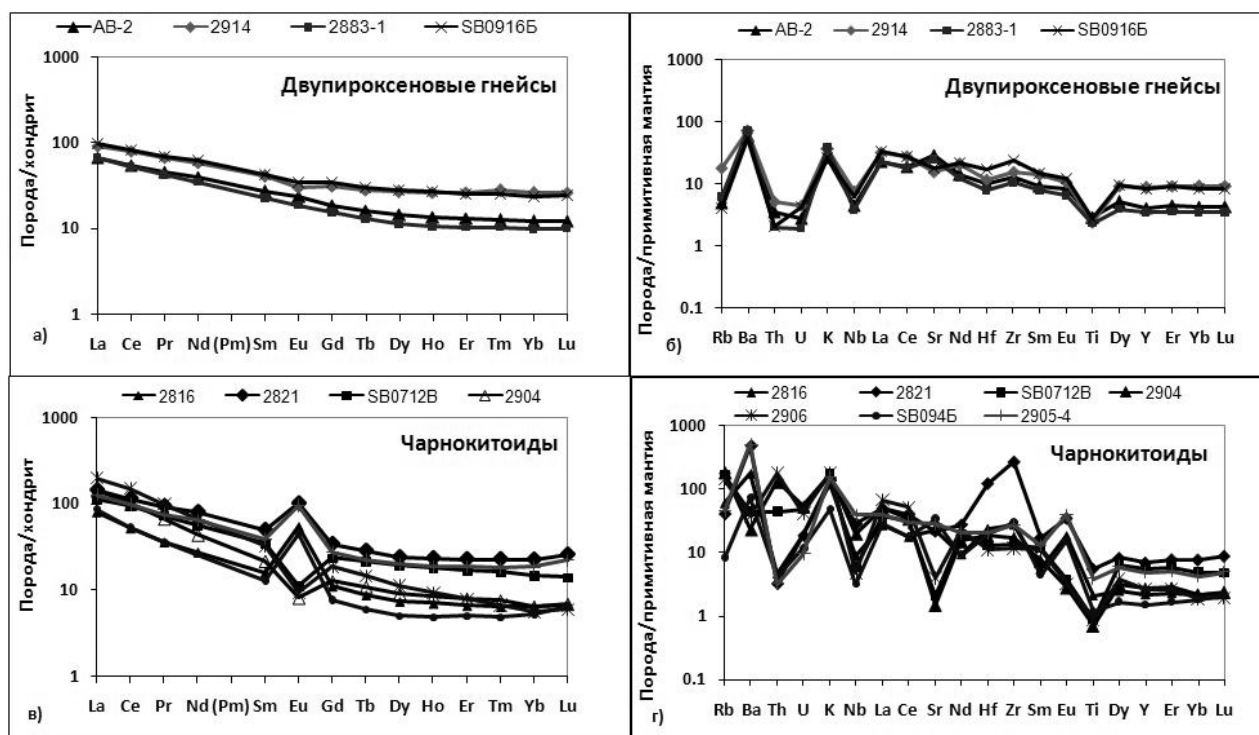
Комплексное изучение древних вулканических дуг по глубинным срезам, выведенным на дневную поверхность подвижных поясов, важно для понимания механизмов роста континентальной коры и закономерностей изменений на тектонически активных окраинах океанов. Уровни средней и нижней коры палеоостроводужных систем доступны для прямого изучения в редких случаях. Один из объектов, предоставляющих такую возможность, расположен в западной части неопротерозойского Байкало-Муйского пояса (юго-восток обрамления Сибирской платформы). В сообщении представлены новые результаты детального исследования эндербит-чарнокит-гранулитового комплекса, обнаженного в междуречье Слюдянка – Рель (Северное Прибайкалье).

В строении района принимают участие четыре комплекса горных пород: двупироксеновые гнейсы, чарнокитоиды, ультрамафит-мафитовые серии и гипабиссальный комплекс гранитоидов [1, 2].

Высокоградные породы района исследования, впервые детально рассмотренные в работах [1, 3] представлены двупироксеновыми и биотит-пироксеновыми кристаллическими сланцами, гнейсами и чарнокитоидами. В составе гранулитового комплекса нами выявлены две группы: двупироксеновые гнейсы, протолит которых, по изотопным данным, образован большей частью за счет древнего корового вещества и чарнокитоиды, источник которых содержал значительно меньшую примесь корового материала (модельные возрасты 2.2-2.3 млрд лет и 1.0–1.1, соответственно).

Ранее были получены различные оценки параметров метаморфизма гранулитов Северного Прибайкалья: 800–900 °С, 7.5–9 кбар [4] и 770–880 °С, 6.5–7 кбар [5]. Нами для определения условий метаморфизма, сформировавшего двупироксеновые гнейсы и чарнокитоиды, выбран образец 2904-5 (биотит-двупироксен-дувополевошпатовый бескварцевый гнейс). Расчёты выполнены в программе TWQ 2.02 [6] с базой данных BA96 [7, 8]. Для определения температуры использованы обменные катионные (Fe-Mg) равновесия между ортопироксеном, клинопироксеном и биотитом. Наиболее вероятная величина температуры метаморфизма, для которой эти три термометра сходятся, составляет ~800 °С. Прямое определение давления для данного парагенезиса (как и для большинства безгранатовых парагенезисов) невозможно, но можно оценить предельное давление выше которого в системе должен присутствовать кварц. Для такой оценки давления использованы предельные реакции  $An + En = Di + aOrx + bQtz$  и  $An + Fs = Hd + aOrx + bQtz$ , определяющие появление кварца (An – анортитовый компонент плагиоклаза; En, Fs и aOrx – энстатитовый, ферросилитовый и ортокорундовый ( $Al_2O_3$ ) компоненты ортопироксена; Di и Hd – диопсидовый и геденбергитовый компоненты клинопироксена; bQtz – бета-кварц). Отсутствие кварца в породе указывает, что давление метаморфизма было меньше 6–7 кбар.

Двупироксеновые гнейсы ( $Al_2O_3=13.5–18.9\%$ ) характеризуются (рис.) содержанием  $TiO_2$  (< 0,9%), относительно высоким уровнем концентраций и слабофракционированным распределением РЗЭ ( $3 < LaN/YbN < 6$ ), аномалия Eu не выражена; проявлена отрицательная аномалия Nb. Породы демонстрируют пониженные содержания урана и тория, свойственные продуктам высокотемпературного метаморфизма. Акцессорные цирконы из двух изученных проб двупироксеновых гнейсов содержат ядра с возрастными в диапазоне 780–830 млн лет, оболочки кристаллов образовались не позднее 600 млн лет назад [9]. Модельный возраст (TDM2) двупироксеновых пород составляет 2.2–2.3 млрд лет.



Графики распределения редких и редкоземельных элементов для двупироксеновых гнейсов (а, б) и чарнокитоидов (в, г) западной части Байкало-Муйского пояса

Чарнокитоиды показывают (рис. 1) умеренно и сильно фракционированное распределение РЗЭ ( $8 < \text{LaN/YbN} < 33$ ) с резкими отрицательными аномалиями Eu, Nb, Ti. При исследовании цирконов из этих пород ядра не обнаружены. Полученные нами результаты U-Pb исследования трех проб чарнокитоидов попали в интервал 603–620 млн лет, что совпадает в пределах погрешности с ранее полученными данными о возрасте эндербитов. Модельный возраст чарнокитоидов  $\text{TDM} = 1.0\text{--}1.1$  млн лет.

Гипабиссальный комплекс тоналитов – плагиогранитов – гранитов прорывает породы чарнокит-гранулитовой ассоциации и ультрамафит-мафитовые плутоны западной части Байкало-Муйского пояса. В состав комплекса входят гранитоиды с адакитовыми характеристиками. Результаты анализа U-Pb системы 42 зёрен циркона из пробы тоналитов указывает на время кристаллизации породы, происходившей  $595 \pm 5$  млн лет назад [1]. Этот возраст принят за время завершающего этапа формирования всей структуры в данном районе.

Таким образом, гранулитовый комплекс запада Байкало-Муйского пояса проявляет гетерогенность в геохимическом и изотопном отношении, состоит из совместно деформированных пород, часть из которых характеризуется раннепротерозойским возрастом протолита, а часть – позднепротерозойским. Выявленная нами в ходе проведённых работ неоднородность протолита эндербит-гранулитового комплекса может интерпретироваться как результат возникновения и развития глубинной магматической камеры на позднерифейском этапе. Выведение высокоградного комплекса в верхние горизонты литосферы произошло в вендское время.

### Литература

1. Макрыгина В.А., Конева А.А., Пискунова Л.Ф. О гранулитах в нюрндуканской серии Северного Прибайкалья // ДАН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 195–201.
2. Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Аносова М.О., Орлова А.В. Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44–66.
3. Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др. О возрасте гранулит чарнокитового комплекса в нюрндуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс радиохронологии) // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 486–489. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. Can. Mineral. 1991. V. 29. No. 4. P. 833–855.
4. Цыганков А.А. Минералогия и термометрия гранулит-чарнокитового комплекса Северного Прибайкалья // ЗВМО. 1996. №6. С.195–201.
5. Скублов С.Г., Другова Г.М., Московченко Н.И., Скублов Д.Г. Геохимия пироксенов в процессе эндербитизации основных кристаллосланцев ( на примере Нюрндуканского комплекса Северо-Западного Прибайкалья) // ЗВМО. 1999. №2. С.109–115.

6. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. Can. Mineral. 1991. V. 29. No. 4. P. 833–855.
7. Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>. Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. N. 1–2. P. 1–24.
8. Aranovich L.Y., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals. II. Comparisons, predictions, and applications. Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. N. 1–2. P. 25–37.
9. Орлова А.В., Аносова М.О., Федотова А.А., Костицын Ю.А. Проблема оценки возраста кристаллизации цирконов эндербит-гранулитовой ассоциации Северного Прибайкалья. 5-ая Российская конференция по изотопной геохронологии «Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов», ИГЕМ РАН, 2012. С. 265–268.

## ГРАНИТОИДЫ С ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ АДАКИТОВ И ВЫСОКОНИОБИЕВЫЕ БАЗИТЫ – ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ РАЗВИТИЯ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА В ПОЗДНЕМ НЕОПРОТЕРОЗОЕ

Орлова А.В.<sup>1,2</sup>, Аносова М.О.<sup>1</sup>, Хаин Е.В.<sup>2</sup>, Разумовский А.А.<sup>2</sup>, Федотова А.А.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

<sup>2</sup>Геологический институт наук РАН

Ассоциация адацитов и высокониибевых базальтов является показателем плавления мафитового и ультрамафит-мафитового материала в надсубдукционных условиях [1]. Впервые в Байкало-Муйском поясе такая ассоциация обнаружена нами в междуречье Слюдянка – Рель. В сообщении приводится геохимическая и изотопно-геохронологическая характеристика тоналит-плагиогранит-гранитного комплекса [2] и высокониибевых метабазитов.

Комплекс гранитоидов запечатывает структуру, образованную в результате совмещения гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса [3], апогранулитовых амфиболитов и пород пироксенит-троктолит-габбровой серии. По геохимическим характеристикам тоналиты и плагиограниты соответствуют адакитам [4]. Это натровые породы (Na<sub>2</sub>O>3.9%, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O=0.2) с содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>>15%, Sr выше 400 мкг/г, низкими концентрациями Y(<5 мкг/г) и тяжелых лантаноидов, в частности Yb (<1 мкг/г), отношение Sr/Y превышает 90. Лейкограниты, отнесенные к тому же комплексу на основании положения в структуре (дайковые тела и внешняя зона грибообразного тела, образованного тоналитами) демонстрируют несколько более низкие содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13.5–15.2%), относительно высокие содержания Na<sub>2</sub>O (3.3–5.6%), отличаясь отношением K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0.7–1.4) от тоналитов и плагиогранитов. В этих породах более низкие содержания Sr, но отношение Sr/Y достаточно высокое (>30). Содержания элементов-примесей и спектры распределения РЗЭ сходны, таким образом, геохимические данные не противоречат геологическому заключению о принадлежности тоналитов, плагиогранитов и лейкогранитов к одному гипабиссальному комплексу.

Для четырёх проб пород рассматриваемого комплекса выполнены исследования Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем. Изотопный состав измерен на твердофазном масс-спектрометре Triton по методике, принятой в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. Модельный возраст T(Nd)<sub>DM</sub> тоналита, лейкогранита 0.66–0.67 млрд лет (ε(Nd)=7.1 и 6.7), породы имеют ювенильные характеристики. Значения T(Nd)<sub>DM</sub> для проб гранита и плагиогранита 0.92–0.86 млрд лет (ε(Nd) 3.2 и 4.7), источник вещества этих пород характеризуется примесью корового материала, возможно, осадка, переработанного в зоне субдукции. Изотопный состав стронция в образцах пород гипабиссального комплекса (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0.7028–0.7032.

Для оценки возраста тоналит-плагиогранит-гранитного комплекса отобраны две пробы: из тоналитов внутренней части грибообразного тела и лейкогранитов из дайки. Эти гранитоиды прорывают породы пироксенит-троктолит-габбровой серии Тонкого мыса.

Зёрна циркона из пробы тоналитов представлены однотипными удлиненно-призматическими (игольчатыми) кристаллами с коэффициентом удлинения 1:4–1:7. В пробе лейкогранитов цирконы овальные и удлинённые (Ку<sub>дл</sub>= 1:2–1:4). Внутреннее строение цирконов изучено по катодоллюминесцентным изображениям, полученным в ЦКП МФТИ на растровом электронном микроскопе Quanta 200 MK2 с приставкой для изучения катодоллюминесценции (Gatan) в диапазоне длин волн от 300 нм до 1000 нм.

Исследование зёрен циркона оптическими и катодоллюминесцентными методами показало, что для цирконов из тоналитов характерна обусловленная кристаллизацией в условиях магматического процесса тонкая зональность с отсутствием внутренних ядер, а в цирконах лейкогранитов отчётливо видны границы ядер. Гео-

хронологическое изучение U-Pb изотопной системы проводилось при помощи масс-спектрометра Element-XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (LA ICP-MS) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН по методике [5].

Результаты U-Pb анализа 42 зёрен циркона из пробы тоналитов указывает на время кристаллизации породы, происходившей 595±5 млн лет назад. В результате исследования U-Pb системы 42 зёрен циркона из пробы лейкогранитов получены точки, которые ложатся на линию конкордии и дают спектр возрастов от 590 до 620 млн лет, что связано с внутренним строением исследованных кристаллов.

Таким образом, в междуречье Слюдянка – Рель охарактеризован гипабиссальный тоналит-плагиогранит-гранитный комплекс, ранее не выделявшийся. В состав комплекса входят гранитоиды с адакитовыми характеристиками, а также лейкограниты, адакитовым характеристикам не отвечающие.

В пространственной ассоциации с адакитами в западной части обнаружена серия высокониобиевых метабазитов. Образец основного кристаллического сланца, отнесённый к данной серии содержит 47% SiO<sub>2</sub>, 8% MgO, характеризуется высокими концентрациями Nb > 20 (81 мкг/г), LREE – La (15 мкг/г), отношения равны: Zr/Hf=44.4, Nb/Ta=119. Определены модельный возраст T(Nd)<sub>DM</sub> для образца из серии высокониобиевых метабазитов 0.79 млрд лет (ε(Nd)=6.1), начальное изотопное отношение (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0.7028.

Образование гранитоидов с адакитовыми характеристиками может происходить в субдукционных условиях при плавлении погружающейся литосферной плиты. Однако не было достаточных оснований исключать второй возможный механизм образования изученных адакитов – плавление мафитового материала в условиях нижней коры. Обнаружение высокониобиевых базитов свидетельствует в пользу первого варианта формирования позднепротерозойских пород, распространённых в западной части Байкало-Муйского пояса.

#### Литература

1. Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Аносова М.О., Орлова А.В. Последовательность формирования позднепротерозойских магматических комплексов запада Байкало - Муйского пояса. Геотектоника. 2014. № 4. С.44–66.
2. Defant M. J., Kerpzhinskas P. Evidence Suggests Slab Melting in Arc Magmas // Eos, 2001. Vol. 82. No. 6. P. 65–69.
3. Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно - вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
4. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. Vol. 347. P. 662–665.
5. Костицын Ю.А., Аносова М.О. U-Pb возраст экструзивных пород кальдеры Уксичан в срединном хребте Камчатки – применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов // Геохимия. 2013. № 2. с. 171–179.

## СОСТАВ И ВОЗРАСТ МЕТАБАЗАЛЬТОВ ОЛОКИТСКОГО ПОЗДНЕРИФЕЙСКОГО РИФТА (БАЙКАЛО-МУЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)

Орсоев Д.А.<sup>1</sup>, Булгатов А.Н.<sup>1</sup>, Гордиенко И.В.<sup>1</sup>, Баянова Т.Б.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, [magma@gin.bscnet.ru](mailto:magma@gin.bscnet.ru)

<sup>2</sup>Геологический институт КНЦ РАН, г. Анапты, [tamara@geoksc.apatity.ru](mailto:tamara@geoksc.apatity.ru)

В пределах Байкало-Муйской складчатой области с севера на юг выделяются следующие крупнейшие структуры: Байкало-Патомский прогиб, Байкало-Муйский вулкан-плутонический пояс, Уakit-Котерский и Удино-Витимский прогибы. Согласно современным представлениям Байкало-Патомский прогиб рассматривается как перикратонный палеобассейн пассивной окраины Сибирского кратона [2 и др.]. Считается, что в начале позднего рифея, в результате распада суперконтинента Родинии и заложения Палеоазиатского океана, на его окраине произошло развитие деструктивных структур в виде системы рифтов, один из которых получил название Олоkitский прогиб. Их формирование, особенно на начальной (верхнерифейской) стадии становления, сопровождалось интенсивным вулканизмом, существенная роль в котором принадлежала океаническим базальтовым излияниям. В настоящем сообщении приводятся новые данные по вещественному составу и возрасту для вулканогенных пород, расположенных в нижней части разреза Олоkitской палеорифтовой системы, которые позволили уточнить время начальной стадии заложения рифта, выявить характер базальтового магматизма и установить его связь с процессами океанического рифтогенеза.

**Краткая характеристика геологического строения Олоkitского прогиба.** Морфологически Олоkitский прогиб представляет собой трогообразную впадину, вытянутую в северо-восточном направлении от нижнего течения р. Слюдянка до верховьев рек Тья, Олоkitы и Чаи на расстояние более 200 км при ширине



20–25 км. На западе от Чуйского блока он отделен Абчадским разломом, а на востоке ограничен Мамско-Нюрундуканским разломом, по которому контактирует с Байкало-Муйским вулканно-плутоническим поясом. На юге эти разломы сочленяются, что приводит к выклиниванию прогиба. На севере граница с Мамским и Бодайбинским прогибами осложнена системами разломов.

Стратифицированные образования прогиба объединяются в три серии: нижнюю – олокитскую, среднюю – ондокско-итыкитскую и верхнюю – довыренскую [5, 7]. В целом выделенные серии отвечают трем этапам развития прогиба [6]. Самая древняя (нижняя) олокитская серия в составе тыйской, авкитской и стойбищной свит выходит на поверхность по периферии прогиба. В основании разреза олокитской серии залегают metabазальты тыйской свиты, неоднородно метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях. Вверх по разрезу в составе олокитской серии постепенно исчезают вулканогенные образования, и состав отложений становится более тонкообломочным, появляются высокоглиноземистые сланцы с карбонатными породами и горизонтами железистых кварцитов. Нами были изучены metabазальты тыйской свиты на юго-восточной периферии Олокитского прогиба в районе бассейна нижнего течения р. Тья.

**Петрографо-минералогическая характеристика metabазальтов.** В результате метаморфических преобразований базальты превращены в зеленые сланцы и в них практически не сохранились первичные минералы. По минеральному составу metabазальты представлены хлорит-актинолитовыми, эпидот-актинолит-хлоритовыми и эпидот-хлоритовыми ортосланцами. Они состоят из плагиоклаза (20–60%), актинолита (20–60 %), эпидота (1–40 %), хлорита (до 5 %) и кварца (до 5 %). Среди рудных минералов отмечаются титаномагнетит, магнетит, пирит, рутил, титанит. Породы в значительной степени карбонатизированы. Для всех разновидностей сланцев характерна гранобластовая, гранолепидобластовая, гранонематобластовая и порфиробластовая структуры. Порфиробласты чаще всего сложены эпидотом и плагиоклазом.

**Абсолютный возраст.** Для определения возраста тыйских базальтов нами была отобрана проба хлорит-актинолитового ортосланца в коренном обнажении в правом борту р. Ковынах (левый приток р. Нюрундукан). Состав metabазальта, пересчитанный на сухой остаток следующий (мас. %):  $\text{SiO}_2$  51.24,  $\text{TiO}_2$  1.32,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  14.24,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  7.30,  $\text{FeO}$  6.00,  $\text{MnO}$  0.22,  $\text{MgO}$  6.03,  $\text{CaO}$  11.78,  $\text{Na}_2\text{O}$  1.51,  $\text{K}_2\text{O}$  0.26,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.11. Определение возраста по цирконам производилось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (TIMS) с использованием  $^{205}\text{Pb}$ -трассером на семиколлекторном масс-спектрометре Finigan-MAT 262 с «квадрупольной» установкой (RPQ) в Геологическом институте КНЦ РАН по методике [1]. На U-Pb диаграмме с конкордией для зерен магматического циркона получен возраст  $915 \pm 5$  млн лет. Ранее близкий возраст ( $927 \pm 10$  млн лет) для metabазальтов тыйской свиты был получен Rb-Sr методом [4].

**Петрогеохимическая характеристика.** Для вещественной характеристики тыйских базальтов было отобрано 20 представительных проб. Содержание  $\text{SiO}_2$  варьирует от 45.4 до 55.7,  $\text{FeO} = 4.5\text{--}11.9$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.7\text{--}17.2$  мас. %. По соотношению кремнезема и суммы щелочей на классификационной диаграмме TAS породы соответствуют базальтам, и только в 5 случаях они попадают в поле андезибазальтов. Все базальты относятся к ряду низкощелочных (нормальных) пород и характеризуются умеренной глиноземистостью ( $a' = 0.61\text{--}1.06$ ), низкими и умеренными содержаниями  $\text{TiO}_2$  (0.64–1.54 мас. %),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.04–0.27 мас. %) и суммы щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1.24\text{--}4.40$  мас. %), существенным преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . На тройной диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{TiO}_2) - \text{MgO}$  [8] все базальты попадают в поле высокожелезистых базальтов толеитовой серии (рис. 1а). При этом в ходе фракционирования отчетливо проявлен тренд обогащения их железом (рис. 1б). В этом же направлении происходит относительное обогащение базальтов медью и обеднением никелем.

Принимая во внимание тот факт, что Na, K и другие крупноионные литофильные элементы (Rb, Sr, Ba) являются наиболее подвижными в процессах постмагматических преобразований, для определения геодинамической природы нами использовались только малоподвижные высокочargedные (HFSE) и редкоземельные элементы (REE). На графиках распределения REE metabазиты образуют две группы спектров (рис. 2). Одна группа, заметно обогащенная легкими лантаноидами ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.03\text{--}5.08$ ) относительно тяжелых, занимает промежуточное положение между E-MORB и OIB, другая – близка спектру N-MORB и имеет отношение  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.01\text{--}0.63$ . Характер спектров редких элементов на спайдерграммах, а также анализ распределения точек составов тыйских metabазальтов на различных геодинамических диаграммах позволяют предполагать, что геохимическую специфику их магматизма определяло, прежде всего, сочетание источников типа E-MORB и OIB, в меньшей степени, типа N-MORB.

**Заключение.** Тектоническое развитие Олокитского прогиба обусловлено рифтогенным режимом и многоэтапным проявлением магматизма. На раннем этапе формирования палеорифта вулканы тыйской свиты по составу отвечали толеитовым базальтам и андезибазальтам N-MORB и E-MORB типа, верхнерифейский возраст ( $915 \pm 5$  млн лет) которых можно считать верхней границей их излияния.

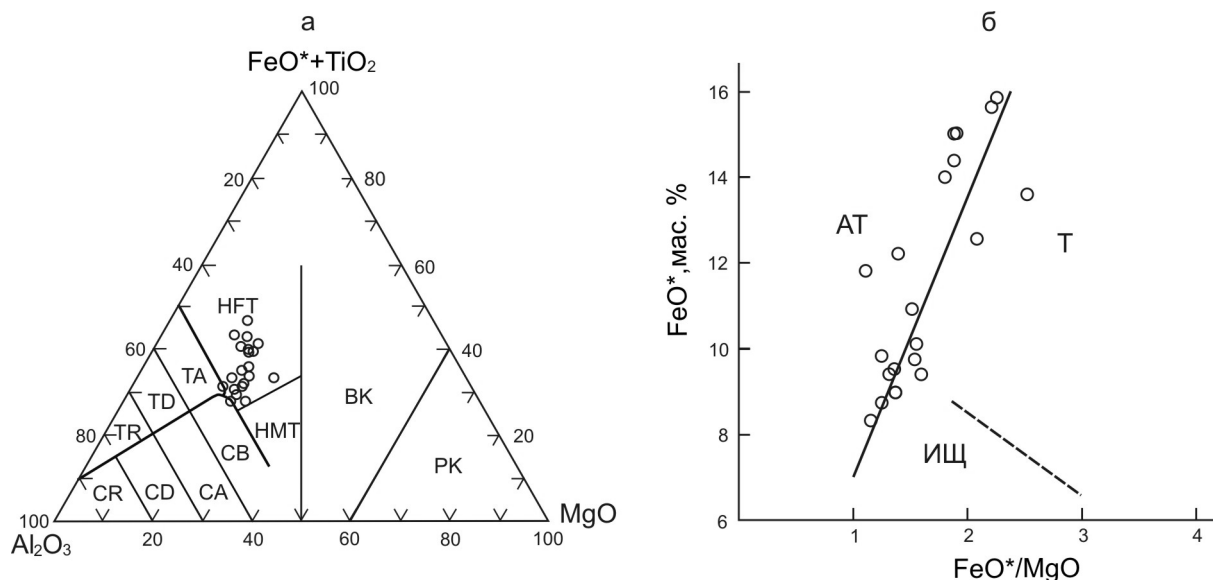


Рис. 1. Составы вулканитов тейской свиты Олокитского прогиба

а – классификационная диаграмма  $Al_2O_3 - (FeO^*+TiO_2) - MgO$  [8]. Толеитовая серия: ТА – андезиты, TD – дациты, TR – риолиты; известково-щелочная серия: CB – базальты, CA – андезиты, CD – дациты, CR – риолиты; HFT, HMT – высокожелезистые и высокомагнезиальные базальты толеитовой серии; BK, PK – базальтовые и пикритовые коматииты. б – бинарная диаграмма  $FeO^* - FeO^*/MgO$  [9]. Поля: AT – абиссальных толеитов, Т – толеитов, ИЩ – известково-щелочных вулканитов.

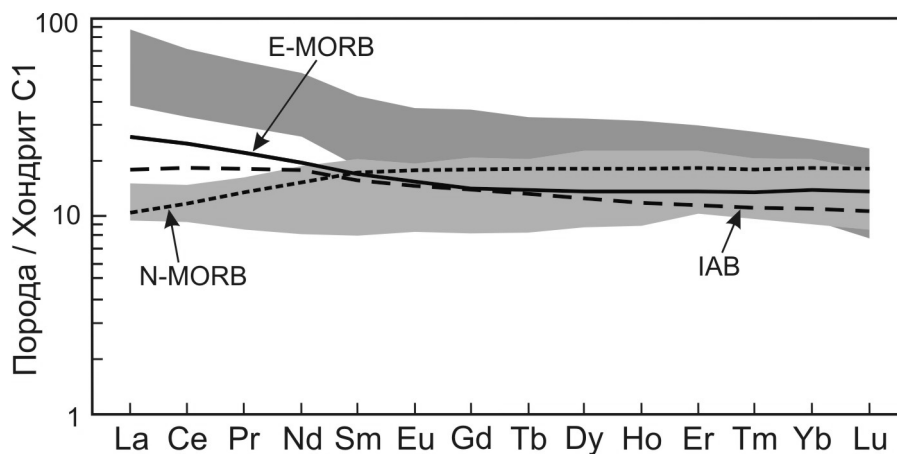


Рис. 2. Нормированные по хондриту C1 спектры распределения редкоземельных элементов для метабазальтов тейской свиты Олокитского прогиба. Нормировочные значения и данные для N-MORB и E-MORB взяты из [10], для IAB – из [3]

Геохимические параметры тейских базальтов отличаются явно выраженной неоднородностью, которая, очевидно, отражает не только особенности ассоциаций вулканитов океанических рифтов, но и магматические породы, характерные для конвергентных границ Палеоазиатского океана.

Авторы выражают благодарность С.А. Тюрюханову и А.М. Санжиеву за помощь в проведении экспедиционных работ.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН № 27 (проект № 27.3).

#### Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
2. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозонид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т.47. №1. С. 53-70.
3. Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В., Николаева И.В. Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки // ДАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 92-96.

4. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия (Северное и Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2005. Т.46. № 7. С.714–722.
5. Одинцова И.В., Сизых А.И. Минерально-сырьевой комплекс Иркутской области. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. Ун-та, 2007. 93 с.
6. Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
7. Хоментовский В.В., Постников А.А. Неопротерозойская история развития Байкало-Вилуйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2001. № 3. С. 3–21.
8. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Division of Mines. 1976. V. MP 66. 22 p.
9. Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 218–224.
10. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

## ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ ЛАВ КАЗБЕКСКОГО НЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

**Парфенов А.В., Лебедев В.А.**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии  
(ИГЕМ) РАН, Москва, Parfenov@igem.ru*

Проведены изотопно-геохронологические и петролого-геохимические исследования пород Казбекского неовулканического центра. Главными результатами работ стали расшифровка истории развития новейшего магматизма в его пределах и выделение временных периодов (фаз) вулканической активности, определение основных петрографических характеристик вулканитов, создание петролого-геохимической модели, объясняющей происхождение и закономерности эволюции расплавов.

Казбекский вулканический центр расположен в центральной части горной цепи Большого Кавказа на границе России и Грузии в зоне Бокового хребта. Он является одним из крупнейших ареалов четвертичного магматизма в регионе и занимает территорию около 600 км<sup>2</sup> в верховьях р. Терек и ее левых притоков – Амали, Чхери, Мнаиси, Суатиси, Геналдон.

Вулканический центр пространственно приурочен к району пересечения Главного Кавказского взброса, ограничивающего с юга Скифскую эпигерцинскую плиту, и Аграхан-Тбилиско-Левантийской левосдвиговой зоны, представленной на этом участке Казбек-Цхинвальским глубинным разломом.

Согласно нашим К-Аг данным первые вулканические извержения в пределах Казбекского центра происходили в раннем неоплейстоцене, около 450 тыс. лет назад. Впоследствии магматическая активность протекала здесь вплоть до середины голоцена [3]. Выделено четыре фазы ее проявления: I – 460–365, II – 300–200, III – 130–90, IV – менее 50 тыс. лет. Вторая и третья фазы подразделены на две стадии каждая.

На I фазе в районе истоков современного Девдоракского ледника в зоне Главного Кавказского взброса проявлял активность крупный центр извержения “Протеро-Казбек” и ряд небольших вулканических аппаратов в Девдоракском ущелье. На II фазе извергалось два вулкана – Палео-Казбек и Бетлеми. После её завершения произошло проседание и разрушение конуса Палео-Казбека с образованием кальдеры диаметром около 5 км. На III фазе образовался стратовулкан Казбек и ряд его спутников: вулканы Пик Мнаиси, Шевардени, Малый Шевардени, Большой Ткаршети и Арцвисцвери, эксплозивные центры Пхелше и Сиони. На IV фазе были активны исключительно вулканы-сателлиты Казбека: Кечутцвери, Бетлеми, Шевардени, Большой Ткаршети, Малый Ткаршети, эксплозивный центр Чхери.

Большинство вулканитов Казбекского центра имеет массивную текстуру и порфировую структуру (вкрапленники – от 10–15 до 50–60% объема пород). Сквозными минералами фенокристов являются плагиоклаз (от олигоклаза до лабрадора), ортопироксен (гиперстен), амфибол (роговая обманка) и кварц. Спорадически встречается клинопироксен (авгит). В наиболее основных разностях пород присутствует оливин (форстерит с магнезиальностью 0.72), а в кислых – биотит. Среди фенокристов преобладает плагиоклаз (от 35–40 до 70–75% вкрапленников). Суммарное содержание пироксенов и амфибола в лавах варьирует в широких диапазонах от 15–20 до 60–65% объема вкрапленников. Кварц, как правило, представлен единичными зернами, но иногда его содержание достигает 5–10%. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза, рудных минералов и вулканического стекла. В ней могут присутствовать микрокристаллы пироксенов, амфибола и биотита. Доминирующей структурой основной массы является микролитовая. Реже встречаются гиалопилитовая, пилотакситовая и интерсертальная.

Плаггиоклаз вкрапленников представлен двумя генерациями. К первой относятся крупные трещиноватые фенокристы размером до 8 мм. Для них характерны сглаженные границы и наличие сетчатых структур, что может свидетельствовать о его частичном расплавлении в неравновесных условиях. Плаггиоклаз этой генерации имеет прямую зональность: от андезина в центре зерен до олигоклаза – в краевой части. Часто у фенокристов встречаются периферийные каймы более основного, чем центральные зоны, плаггиоклаза. Некоторые индивиды содержат большое количество включений вулканического стекла. Вторая генерация плаггиоклаза в казбекских лавах представлена небольшими, размером от 0.08 до 0.5–0.8 мм, изометричными кристаллами. Они имеют четкие кристаллографические границы. По количеству, как правило, преобладают вкрапленники первого типа.

Амфибол образует две генерации с размером вкрапленников от 1–2 до 6–7, редко – до 8 мм. Кристаллы первой генерации обычно замещены агрегатом клинопироксена, плаггиоклаза и рудных минералов вплоть до образования полных гомоосевых псевдоморфоз. Часть амфиболов первой генерации подверглась опациитизации. Амфибол в этих случаях диагностируется по характерным кристаллографическим очертаниям. Кристаллы первой генерации присутствуют во всех лавах Казбекского центра. Амфибол второй генерации встречается в основном в умеренно-кислых породах (дацитах) и представлен малоизмененными кристаллами, иногда частично опациитизированными.

Гиперстен образует кристаллы с четкими ровными границами и размерами от 0.5–1 до 2–4 мм. Некоторые фенокристы гиперстена имеют скелетное строение и содержат включения основной массы и вулканического стекла.

Авгит представлен кристаллами размером до 1 мм, а так же образует каемки вокруг кварца, ортопироксена, а иногда – и роговой обманки.

Оливины образуют зерна и кристаллы размером до 0.7 мм с характерной трещиноватостью.

Биотиты представлены лейстами с неровными границами размером от 0.2–0.3 до 1.2–1.5 мм. Многие кристаллы опациитизированы вплоть до образования полных псевдоморфоз.

Кварц отмечается в виде оплавленных зерен размером до 2 мм, возможно, ксеногенного происхождения. Вокруг них часто развиты реакционные каймы из микролитов авгита и вулканического стекла [1].

В вулканитах всех фаз отмечается наличие гломеропорфировых сростаний различных минералов (плаггиоклазы, амфибол, клино- и ортопироксен, биотит) с размерами от 1–2 до 3–4 мм в диаметре.

По химическому составу изверженные породы варьируют от базальтовых андезитов (трахиандезитов) до дацитов, при преобладании андезитовых и дацитовых лав; на классификационной диаграмме TAS точки их составов образуют единый тренд. Породы содержат от 53.8 до 68.0 масс. %  $\text{SiO}_2$ , от 5.1 до 7.0 масс. %  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ , при  $\text{MgO}$  – 1.5–6.0%. Большинство вулканитов относится к известково-щелочной петрохимической серии. По соотношению  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  породы в основном являются умеренно-калиевыми.

На известных петрогенетических диаграммах для основных пород точки базальтовых андезитов (трахиандезитов) и андезитов Казбекского центра чаще всего попадают в поле известково-щелочных базальтов, обычно имеющих либо коровую, либо смешанную мантийно-коровую природу. На соответствующих диаграммах для гранитоидов точки изученных дацитов лежат в полях надсубдукционных или орогенных образований, что также может свидетельствовать об участии в их петрогенезисе различных источников вещества. Гибридное происхождение лав подтверждают отмеченные нами выше петрографические особенности пород, в том числе, структуры растворения плаггиоклаза, реакционные каймы клинопироксена вокруг кварца и др. Ранее вывод о смешанном мантийно-коровом происхождении материнских расплавов Казбекского центра был сделан в работе [2].

Петролого-геохимические данные показывают, что геохимическая эволюция магматической системы Казбекского центра в пределах каждой фазы имела выраженный гомодромный характер. Это, в том числе, подтверждают вариационные диаграммы, показывающие соотношения содержания  $\text{SiO}_2$  и петрогенных оксидов, а также реперных микроэлементов в вулканитах. На них отчетливо видны линейные тренды снижения количества когерентных элементов в расплаве во времени и комплементарного накопления некогерентных от начала каждой фазы к её концу. Выявлено, что состав расплавов на всех фазах вулканической активности Казбекского центра плавно менялся от базальтовых андезитов и андезитов до дацитов. Начало каждой новой фазы при этом вновь характеризовалось извержениями основных лав. Такие резкие скачкообразные изменения состава пород (от кислого к основному) могут свидетельствовать об эпизодическом поступлении в магматический очаг под центром новых порций глубинной мантийных расплавов (replenishment), по-видимому, что являлось “спусковым механизмом” возобновления вулканической деятельности. Геохимические данные показывают, что изливавшиеся в начале III и IV фаз андезиты, скорее всего, образовались в результате смешения вновь поступивших в очаг основных расплавов с остаточными дацитовыми магмами.

Итак, можно сделать следующие выводы:

1) Казбекский неовулканический центр является долгоживущим с общей продолжительностью периода активности до 0.5 млн лет. На основе полученных данных выделено четыре фазы развития магматизма в его пределах.

2) Возобновление вулканической активности в пределах Казбекского центра после значительных пере-рывов по времени связано с новыми внедрениями мантийных расплавов в магматический очаг. В начале III и IV фаз происходило их смешение с остаточными магмами дацитового состава, что приводило к образованию гибридных магм. Породы, образовавшиеся в этот период времени имеют отчетливые петрографические признаки смешения как минимум двух неравновесных расплавов.

3) В пределах каждой фазы активности в результате фракционной кристаллизации (возможно осложненной ассимиляцией корового вещества) состав расплавов плавно эволюционировал в сторону более кислых пород.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00071а).*

#### Литература

1. Афанасьева М.А., Бардина Н.Ю., Богатилов и др. О.А. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Логос, 2001. 767 с.
2. Бубнов С.Н. // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27с.
3. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. (2002) // Геохимия. №11. С. 1151–1166.

## МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Перчук А.Л.<sup>1,2</sup>, Япаскурт В.О.<sup>1</sup>, Шур М.Ю.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Геологический факультет, Московский Государственный Университет, Москва, [alp@geol.msu.ru](mailto:alp@geol.msu.ru)

<sup>2</sup> Институт экспериментальной минералогии, Российская Академия Наук, Черноголовка

Флюиды и расплавы, выделяющиеся из субдуцирующей океанической литосферы (слэба), попадая в мантийный клин, создают в нем области магнегенерации и интенсивных метасоматических преобразований. Несмотря на значительный прогресс в компьютерном моделировании термальной и петрологической структур зоны субдукции (например, [1]) мантийный метасоматоз с помощью программных комплексов пока исследовать не удастся. Поэтому для понимания этого процесса наиболее эффективно изучение альпинотипных ультрамафитов и мантийных ксенолитов в глубинных магмах [2], а также экспериментальное моделирование при условиях высоких давлений и температур [3].

Нами выполнена серия высокobarных экспериментов, моделирующих метасоматические изменения пород мантийного клина, представленных порошками дунита, лерцолита и вебстерита, под воздействием H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> флюидов и кислых расплавов, выделенных из карбонатсодержащего гранатового амфиболита при его экологитизации. Эксперименты проводились на установке цилиндр-поршень при 750-900°C и 2.9 ГПа в условиях полуоткрытой системы. Использование цилиндрических ампул без верхней крышки создавало условия для беспрепятственного выхода из ампулы флюидов и расплавов (далее жидкостей) после миграции через ультрамафитовый слой. Таким образом создавались условия, приближенные к природным.

Продукты плавления и пути миграции жидкостей в нижней, метабазитовой, части ампул, как правило, отсутствуют. В ультраосновных слоях они проявлены в виде субмикронных выделений на границах зерен и/или относительно крупных (до 50 мкм шириной) сегрегаций расплава возле стенок ампул в относительно высокотемпературных (>850°C) опытах. Расплавы имеют риолитовый состав, вокруг них развиваются разнообразные метасоматические колонки, в составе которых встречаются омфациит, флогопит, гранат, ортопироксен и магнетит.

Восходящие потоки жидкостей на границе ультраосновных порошков с метабазитовым создают различные реакционные зоны толщиной ~ 10–50 мкм. На границе с порошком дунита (далее – с дунитом) возникает парагенезис ортопироксен + гранат + магнетит ± флогопит, с порошком вебстерита (далее – вебстеритом) – омфациит + кварц, с порошком лерцолита (далее – лерцолитом) – омфациит + гранат + магнетит. Поскольку в каждой из реакционных зон осаждаются разные химические элементы, то зоны можно рассматривать в качестве своеобразных фильтров для мигрирующих жидкостей. Так, реакционная зона в дуните удерживает больше калия, чем аналогичная зона в лерцолите. Натрий осаждается в реакционной зоне вебстерита, но легко фильтруется через аналогичную зону дунита.

Метасоматические эффекты в ультрамафитах над реакционными зонами в значительной степени зависят от химического состава вещества пород. Наименьшему метасоматическому преобразованию подвергается

вебстерит, в котором первичный авгит замещается омфацитом. Гранат и ортопироксен с незначительным количеством магнетита развиваются по оливину в дуните. Такое изменение минералогии в природных условиях означало бы превращение дунита в гранатовый гарцбургит, в котором оливин имеет генезис, отличный от других минералов. Миграция аналогичной жидкости через лерцолит приводит к росту граната и ортопироксена, но исходный клинопироксен при этом исчезает, что также приводит к образованию парагенезиса гранатового гарцбургита. Таким образом, гранатовые гарцбургиты в мантийном клине могут формироваться в результате метасоматического воздействия кислых расплавов на совершенно разные породы – дунит и лерцолит. В первом случае происходит фертилизация мантии, во втором – ее истощение. Новообразованные породы в обоих случаях могут не обладать видимыми структурными признаками метасоматических преобразований, что соответствует понятию скрытый (cryptic) метасоматоз.

Флюидный поток из метабазитовой области в ходе эклогитизации приводит к полной ликвидации в ней карбонатного вещества. Значительная часть  $\text{CO}_2$  переотлагается в реакционной зоне перидотитовых слоев, другая – в самих слоях. Применительно к зонам субдукции это означает, что при наличии флюидного потока основной резервуар  $\text{CO}_2$  в субдукции может быть перемещен из плиты (метаосадков, метабазитов) в нижнюю часть мантийного клина в форме карбонатов. Их перемещение на большие глубины может осуществляться за счет конвективного течения мантии, вызванного движением литосферной плиты.

Результаты проведенного исследования показывают механизм преобразования различных типов мантийных пород под воздействием восходящих флюидов и расплавов из субдуцирующих плит и могут применяться при исследованиях мантийных пород из метаморфических комплексов высокого давления, а также ксенолитов из лав, связанных с зонами субдукции.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 12-05-01093.*

#### Литература

1. van Keken PE, Hacker BR, Syracuse EM, Abers GA (2011) Subduction factory: 4. depth-dependent flux of  $\text{H}_2\text{O}$  from subducting slabs worldwide. J Geophys Res. doi:10.1029/2010JB007922
2. O'Reilly, S.Y. and Griffin, W.L. Mantle Metasomatism // In D.E. Harlov and H. Austrheim (eds.) Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock, Lecture Notes in Earth System Sciences, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2013. P. 467–528.
3. Перчук А.Л., Шур М.Ю., Янакурт В.О., Подгорнова С.Т. Экспериментальное моделирование мантийного метасоматоза сопряженного с эклогитизацией корового вещества в зоне субдукции // Петрология. 2013. Т. 21. С. 632–653.

## ПЕТРОГРАФИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гущин А.И., Царев В.В.

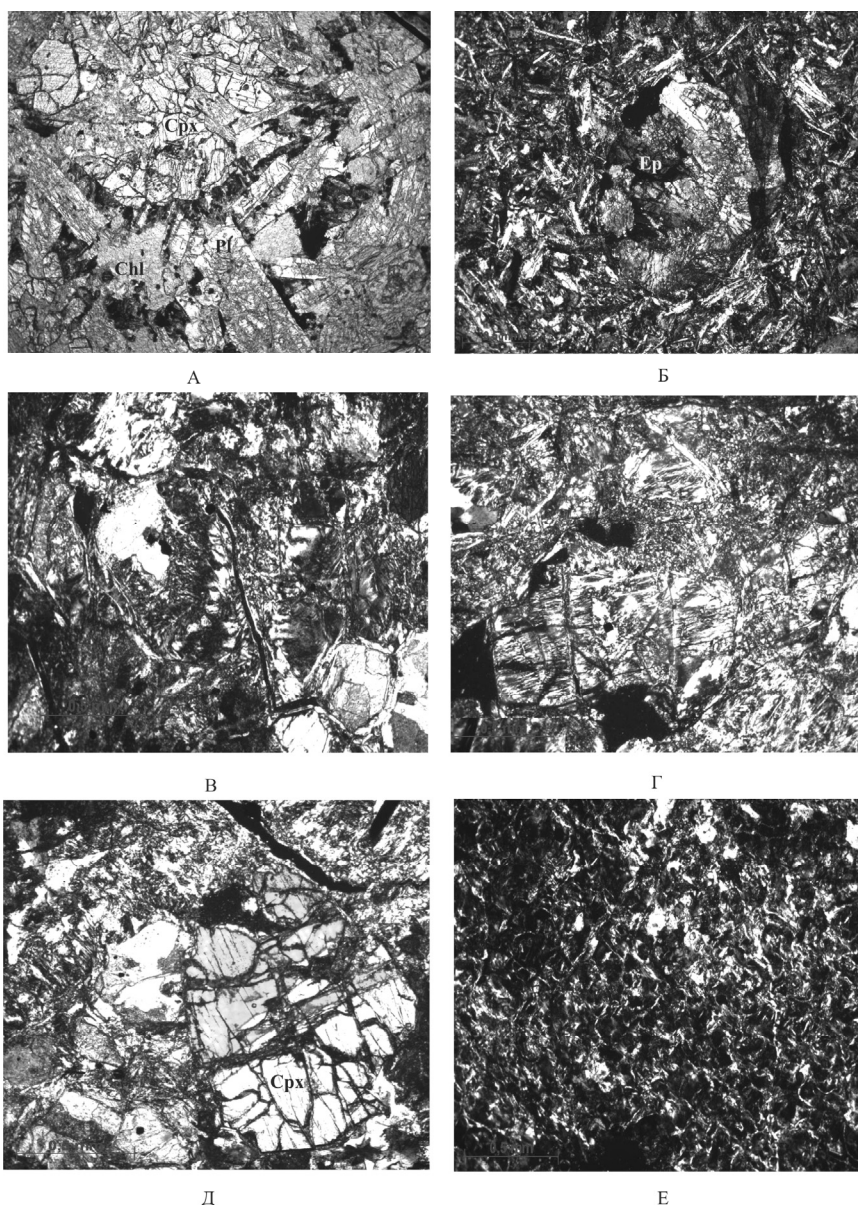
*Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, mary.promyslova@gmail.com*

В Горном Крыму известны «следы» офиолитовой ассоциации, к которой отнесены серпентинизированные ультрамафиты, обнаруженные в керне скважины, пробуренной в 15 км к северо-востоку от г. Симферополя [3]; серпентиниты из ниже-среднеюрских конгломератов битакской свиты; керна скважин, пробуренных на Гераклеяском плато; глыб, поднятых при драгировании Ломоносовского подводного массива, расположенного на дне Черного моря в 24 милях к юго-западу от мыса Фиолент [7]. В то же время коренные обнажения серпентинитов, как и полные разрезы офиолитовой ассоциации в Горном Крыму были неизвестны. Во время полевых работ 2014 г. нами впервые в Юго-Западном Крыму были найдены коренные выходы серпентинизированных ультрабазитов и серпентинитов в береговых обрывах, расположенных к западу от мыса Фиолент. Были встречены также фрагменты комплекса параллельных даек и слоистые кремнистые породы, что в совокупности с широко распространенными подушечными лавами, а также габбро, перидотитами и яшмами позволило уверенно выделить офиолитовую ассоциацию [1, 2].

Магматические образования в районе мыса Фиолент слагают скальные обрывы побережья южной части Гераклеяского п-ова на протяжении около 7 км. В западной части развиты преимущественно габбро-долериты, габбро и перидотиты. Е.Е. Шнюковой [4, 5] была высказана точка зрения о возможной принадлежности их к офиолитам, связанным с образованиями Ломоносовского подводного массива.

Коренные обнажения серпентинитов, найденные нами, приурочены к пересечению двух субвертикальных зон разломов СВ и СЗ простирающихся, ограничивающих обрывы скалы Утюг, сложенной сильно трещиноватыми и измененными габбро с раздробленными зернами клинопироксена, редкого ортопироксена, таблич-

ками сосюритизированного и альбитизированного основного плагиоклаза (рис. А). Из вторичных минералов резко преобладает хлорит, ассоциирующийся с мелкими зернами рудного минерала. К западу от скалы развиты измененные и брекчированные афировые миндалекаменные подушечные лавы с типичной спилитовой структурой. Отдельные подушки намечаются по выполнению пространства между ними эпидотизированными брекчиями и зелеными яшмами. Миндалины сложены преимущественно эпидотом, реже карбонатами (рис. Б). С востока выходы подушечных лав ограничены зоной разлома, по которой они контактируют с серпентинизированными ультраосновными породами с многочисленными зеркалами скольжения и плоскостями рассланцевания, придающих им сланцеватую и линзовидную текстуру. Серпентинизация проявлена неравномерно и тяготеет к параллельным направлению рассланцевания трещинкам (рис. В). Серпентин представлен чешуйчатыми пластинками антигорита, реже тонкими волокнистыми агрегатами хризотила. На сколах, перпендикулярных к направлению рассланцевания, породы имеют очковую текстуру, выраженную в наличии отдельных раздробленных довольно крупных (до 2 мм) зерен клинопироксена (очков), обтекаемых агрегатами серпентина, хлорита, реже актинолита. Первичный состав ультраосновных пород определить довольно трудно. С наибольшей долей вероятности их можно отнести к верлитам или лерцолитам, поскольку в шлифах помимо клинопироксена иногда встречаются реликты отдельных зерен ромбического пироксена.



Фотографии шлифов: А – габбро, Б – подушечных лав, В – серпентинизированных ультрабазитов, Г–Е – серпентинитов. А – николи параллельны, Б–Е – николи скрещены. Chl – хлорит, Sprx – клинопироксен, Ep – эпидот, Pl – плагиоклаз

Далее к востоку непосредственно у скалы Утюг расположена зона катаклазитов и милонитов, к которой и приурочены выходы серпентинитов, образующих округлые, выпуклые поверхности на фоне раздробленных пород. В целом эти образования представляют собой серпентинитовый меланж, видимая ширина выхода которого в северо-восточном направлении составляет около 15 м, а в северо-западном достигает 40 м. Серпентиниты сложены хризотилом, хлоритом, актинолитом, карбонатом, рудными минералами, раздробленными зернами клинопироксена (рис. Г, Д).

Серпентиниты встречены нами также и в обнажениях метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации брекчий, развитых в береговых обрывах Царской бухты. Брекчии перекрыты подушечными лавами и прорываются серией параллельных даек долерито-базальтов и базальтов, которые являлись подводными каналами для базитовой магмы. Дайки имеют мощность от 15 до 60 см и подорванные, нечеткие контакты с брекчиями в скринах (20–60 см), что свидетельствует об их внедрении в нелитифицированные брекчии. Часто брекчии содержат обломки пород даек, иногда дайки оказываются растащенными на отдельные фрагменты, что хорошо видно в обнажениях обрывов мыса Львенок.

Брекчии сложены угловатыми и слабо окатанными обломками основных и ультраосновных пород, сцементированных матриксом, состоящим из микро и мелкообломочного материала этих же пород, а также карбонатами и кремнистыми образованиями – яшмами светло-голубовато-зеленого цвета. Подобные яшмы слагают также трещины в контактовых зонах даек, где присутствуют и мелкие многочисленные карбонатные жилки. Среди обломков брекчий встречаются пластинчатые разности, представляющие собой гиалокластиты, образовавшиеся при растрескивании быстро остывающих в подводных условиях лав. Брекчии метаморфизованы в условиях высокотемпературной ступени зеленосланцевой фации. В обломках представлены типичные хлоритовые, хлорит-актинолитовые, реже хлорит-эпидотовые сланцы, а также аподунитовые серпентиниты с петельчатой структурой (рис. Е). Это свидетельствует о том, что ультраосновные породы были выведены на морское дно и интенсивно разрушались до начала излияния базальтов.

Преобладающим типом магматитов в районе являются подушечные лавы – базальты, трахибазальты, трахиандезитбазальты, относящиеся по соотношениям Al, Ti, Fe и Mg преимущественно к серии высокомагнезиальных толеитов [1]. Субщелочной характер некоторой части пород, скорее всего, не является первичным и связан со спилитизацией, сопровождающейся натровым метасоматозом. Более поздние плагиориолиты, составляющие не более 10% от общего объема магматитов района и слагающие преимущественно дайки, экзотрузивные купола, штоки, генетически связаны с подушечными лавами и являются кислыми дифференциатами родоначальной базитовой магмы [1].

Коренные выходы серпентинизированных ультрабазитов и серпентинитов на западном участке приурочены к Предгорной юрско-раннемеловой коллизионной сутуре, выделенной В.В. Юдиным [6], и образовавшейся, по его мнению, при закрытии палеоокеана Мезотетис. Однако детальное изучение химического состава магматитов района мыса Фиолент, включая распределение редких земель и широкого спектра других микроэлементов, указывает на их надсубдукционную природу и принадлежность к задуговому бассейну, достигшему в своем развитии стадии спрединга [1, 2].

## Литература

1. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю. и др. Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Серия 4, геол. 2014. № 6. С. 14–22.
2. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю. и др. Геодинамическая обстановка формирования офиолитовой ассоциации района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы. Мат-лы XLVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2015. С. 65–70.
3. Шнюков Е.Ф., Рябенко В.А., Сиденко О.Г. и др. Первая находка ультрамафитов в Крыму // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1979. №1. С. 18–20.
4. Шнюкова Е.Е. Магматические породы мыса Фиолент // Петрография XXI века: Итоги и перспективы. Мат-лы X Всеросс. петрограф. совещ. Апатиты: КНЦ, 2005. С. 289–291.
5. Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Автореф. докторской диссер. Киев, 2013. 40 с.
6. Юдин В.В. Предгорная сутура Крыма // Геологический журнал. 1995. № 3–4. С. 56–61.
7. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАИПИ. 2011, 333 с.



## АНКАРАМИТЫ УРАЛА – ПРИМИТИВНЫЕ ВЫСОКОИЗВЕСТКОВИСТЫЕ ОСТРОВОДУЖНЫЕ МАГМЫ (СОСТАВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ)

Пушкарёв Е.В.<sup>1</sup>, Каменецкий В.С.<sup>2</sup>, Готтман И.А.<sup>1</sup>, Рязанцев А.В.<sup>3</sup>, Прибавкин С.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, [pushkarev@igg.uran.ru](mailto:pushkarev@igg.uran.ru)

<sup>2</sup>Университет Тасмании, Хобарт, Австралия

<sup>3</sup>Геологический Институт РАН, Москва

История геологического развития Урала в силуре и девоне характеризуется мощным проявлением островодужного магматизма, зафиксированного в вулканогенных комплексах Тагильской и Магнитогорской зон [1, 6, 8]. Это еще и крупнейшая металлогеническая эпоха, с которой связано формирование уникальных, крупных и многочисленных мелких колчеданных месторождений разного типа [6]. Палеозойские островодужные формации Урала характеризуются широким развитием клинопироксеновых и клинопироксен-плагидо-оклазовых порфиров [5, 6, 8]. Ортопироксен во вкрапленниках отмечается редко. Это обстоятельство определяет повышенное  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  отношение в пироксеновых порфиритах Урала относительно нормального отношения, равного 0.8–0.9, характерного для магм производных лерцолитовой (пиrolитовой) мантии.

Высокоизвестковистые и высокомагнезиальные вулканические породы, получившие название анкарамиты, известны в областях молодого и современного вулканизма в Циркум Тихоокеанском огненном кольце и в других секторах Мирового океана [9, 10, 13]. Анкарамиты характеризуются обильными вкрапленниками клинопироксена, оливина и высокохромистой шпинели, которые содержат многочисленные расплавные включения с высоким  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  отношением [14]. По щелочности эти высокоизвестковистые магмы делятся на два типа – гиперстеннормативные и нефелиннормативные и, согласно современным экспериментальным исследованиям, могли быть получены путем плавления верлитового мантийного субстрата с разной долей амфибола в составе, при различных условиях [12]. Все это позволило рассматривать анкарамиты как один из типов примитивных островодужных магм [14].

На Урале анкарамиты были установлены в составе ирендыкской свиты в Магнитогорской зоне (Куна-кайский и Гадельшинский стратовулканы и вулканогенно-осадочный комплекс горы Круглая в окрестностях Миасса) на Южном Урале и в медведевской свите в Арамилско-Сухтелинской зоне на Среднем Урале в окрестностях Екатеринбурга [2–4] (таблица). В Западно-Магнитогорской зоне были обнаружены наиболее примитивные, высокомагнезиальные эффузивные анкарамиты, приближающиеся по составу к клинопироксенитам, развитым в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урало-Аляскинского типа.

Составы анкарамитов из девонских островодужных свит Урала (мас. %)

№ пробы Компо-ты	Pe1466 1	Pe1023 2	Pe1025 3	Pe1069 4	Pe1071 5	Pe1040 6	Pe1179 7	Pe1180 8	Pe1181 9
SiO <sub>2</sub>	45.43	45.82	54.41	54.69	56.72	52.34	47.88	51.47	51.10
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.49	0.16	0.17	0.22	0.36	0.57	0.66	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.60	10.31	8.74	8.06	9.33	8.72	7.56	8.00	6.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.74	5.02	2.64	4.21	5.22	3.65	4.95	5.70	4.48
FeO	4.20	6.60	4.55	3.35	3.30	6.20	6.30	4.50	4.80
MnO	0.20	0.19	0.15	0.20	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16
MgO	17.70	14.29	9.22	10.34	9.11	11.15	14.95	12.19	14.03
CaO	16.79	10.47	12.55	12.29	11.75	12.33	13.35	13.09	14.61
Na <sub>2</sub> O	0.10	2.50	2.15	1.52	0.10	1.00	0.60	0.70	0.70
K <sub>2</sub> O	0.01	0.11	0.12	0.32	0.06	1.36	0.43	0.85	0.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.05	0.02	0.02	0.03	0.10	0.14	0.17	0.13
ппп	3.70	3.80	5.01	4.94	3.80	2.32	2.90	2.30	1.90
Сумма	99.75	99.65	99.72	100.11	99.83	99.70	100.50	100.33	100.30
Rb	2.50	16.00	н/о	21.90	н/о	33.10	8.00	13.00	8.00
Sr	25.90	143.00	19.00	90.20	29.00	155.60	97.00	132.00	151.00
Fe/(Fe+Mg)	0.21	0.28	0.21	0.27	0.33	0.37	0.28	0.30	0.26
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.4	1.02	1.44	1.52	1.26	1.41	1.77	1.64	2.17

1–6 – анкарамиты ирендыкской свиты Южного Урала: 1 – Западно-Магнитогорская зона, 2, – Гадельшинский палеовулкан, 3–5 – Куна-кайский палеовулкан, 6 – гора Круглая в окрестностях Миасса, 7–9 – анкарамиты медведевской свиты, окрестности пос. Кольцово, Екатеринбург. Анализы выполнены в лаборатории ФХМИ Института геологии и геохимии УрО РАН (Рук.: член-кор. РАН С.Л.Вотьяков)

Эти анкарамиты представлены крупнопорфировыми породами, образующими фрагменты даек и, возможно, потоков мощностью до 2 м и протяженностью до 25–30 метров, залегающие среди серпентинитов в районе д. Абзакова, Учалинского района, республики Башкортостан. Анкарамиты прорываются

андезитами, образующими крупные дайки, мощностью до 3–5 м и протяженностью до 40 м. Согласно нашим наблюдениям, андезиты имеют интрузивный контакт с серпентинитами.

Порфировые вкрапленники представлены яблочно-зеленым хромдиопсидом и черным идиоморфным хромшпинелидом. Отмечаются вкрапленники, полностью замещенные вторичными минералами, которые по морфологии могут быть идентифицированы как оливин. Размер вкрапленников клинопироксена варьирует от первых миллиметров до 5–6 см. Их количество составляет в среднем 20–25% иногда более. Хромшпинелид образует октаэдрические вкрапленники размером до 2–3 мм. В основной массе изредка отмечаются микрофенокриты разложившегося плагиоклаза, который кристаллизовался позже клинопироксена и хромшпинелида.

Состав хромдиопсида характеризуется низкой железистостью  $f=0.06–0.15$  и повышенными содержаниями окиси хрома 0.4–0.6%. Содержание глинозема в нем составляет от 0.5–0.6 до 1 мас.%, а двуокиси титана не превышает в среднем 0.1 мас.%. С ростом железистости от 0.15 до 0.27 к краю зональных кристаллов или к микрофенокритам основной массы, содержание хрома в минерале падает до нуля, а глинозем растет до 3 мас.%. Подобный тренд эволюции клинопироксенов характерен для расплавов, кристаллизация которых контролируется фракционированием оливина или оливин-клинопироксеновой котектики. Эволюционные тренды клинопироксена в изученных породах совпадают с трендами пироксенов из порфиров и анкарамитов ирендыкской свиты Южного Урала, изученных на других участках.

Состав хромшпинелидов из вкрапленников также характеризуется предельно хромистым ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 64 мас.%,  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})=0.88–0.9$ ) и магнезиальным  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})=0.4$  составом. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  не превышает в хромшпинелиде 5 мас.%, а  $\text{TiO}_2$  не более 0.2 мас.%. Составы хромшпинелидов из высокоизвестковистых вулканитов в разных участках ирендыкской свиты близки друг другу. Хромшпинелиды содержат многочисленные раскристаллизованные расплавные включения, в составе которых отмечается клинопироксен, амфибол, плагиоклаз и кислое стекло. Состав гомогенизированных расплавных включений близок к валовому составу изученных анкарамитов, отличаясь от них более низкими содержаниями  $\text{CaO}$ , при сохранении высокого кальций-алюминиевого отношения ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.5$ ). Вкрапленники хромшпинелида содержат твердофазные включения форстерита и хромдиопсида. Хромшпинелиды содержат включения железо-платиновых сплавов и сульфидов осмия, рутения и родия, что является первой находкой минералов платиновой группы в уральских эффузивах. Геохимия элементов платиновой группы в анкарамитах ирендыкской свиты характеризуется положительным трендом распределения и обогащенностью платиной и палладием, что типично для пород из комплексов Урало-Аляскинского типа.

**Заключение.** Широкое развитие высокомагнезиальных и высокоизвестковистых вулканических пород на Урале, в том числе и примитивных анкарамитов, позволяет предполагать присутствие верлитовых (амфиболсодержащих верлитов) участков в палеозойской мантии Урала, которая способна продуцировать высокоизвестковистые анкарамитовые расплавы. Глубинная дифференциация анкарамитов, которая определяется оливин-клинопироксеновым фракционированием, способна эффективно обеспечивать формирования всего спектра ультраосновных и основных пород, входящих в состав дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа, что было предположено еще Н.Ирвином [11]. Это подтверждается и совпадением вариационных трендов клинопироксенов и хромшпинелидов как в анкарамитах, так и в породах из этих комплексов [2–4]. Платино-палладиевая специализация анкарамитов, также как и обнаружение в них ранних минералов элементов платиновой группы, является дополнительным важным доказательством родоначальной роли анкарамитов в образовании габбро-ультрамафитовых комплексов Урало-Аляскинского типа.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ № 13-05-00597, 13-05-96031 р\_урал\_а (РФФИ-Урал - Правительство Свердловской области).*

### Литература

1. Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 276 с.
2. Пушкарев Е.В. Анкарамнты – родоначальные расплавы дунит-клинопироксенит-тылаитовых комплексов Урало-Аляскинского типа. Аналоги анкарамитов на Урале // Петрогенезис и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С.110–111.
3. Пушкарев Е.В. Интрузивные и эффузивные анкарамнты Урала и проблема формирования дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Т. 2. С. 159–160.
4. Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Прибавкин С.В., Косарев А.М. Эффузивные и субвулканические анкарамнты девонских островодужных свит Урала: вещественная характеристика, генезис и геологические следствия. // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 219–223.
5. Сазонова Л.В., Носова А.А., Наркисова В.В., Горожанина Е.Н., Косарев А.М. Особенности зональности клинопироксенов из вулканитов (на примере Девонских базальтоидов Магнитогорского прогиба, Южный Урал). // Записки ВМО. 2001. СХХХ. № 6. С. 80–95

6. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
7. Ферштатер Г.Б., Пушкарёв Е.В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 13–23.
8. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: МГУ, 1977. 279 с.
9. Barsdell M., Berry, R.F. Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu. // Journal of Petrology. 1990. V. 31. P. 747–777.
10. Della-Pasqua F.N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach // The Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 291–312.
11. Irvine T.N. Bridget Cove volcanics, Juneau arc, Alaska: possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes // Carnegie Institute Year-Book-72. 1973. P. 478–491.
12. Medard E., Schmidt M.W., Schiano P., Ottolini L. Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // Journal of Petrology. 2007. V. 47. № 3. P. 481–504.
13. Mossman D.J. High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zealand // The Canadian Mineralogist. 2000. V. 38. P. 191–216.
14. Schiano P., Eiler J.M., Hutcheon I.D., Stolper E.M. Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2000. № 1, 1999GC0000032.

## ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ ГРАНАТОВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ И БАЗИТЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА: ТИПИЗАЦИЯ, ВОЗРАСТ, ГЕНЕЗИС

Пушкарёв Е.В.<sup>1</sup>, Рязанцев А.В.<sup>2</sup>, Готтман И.А.<sup>1</sup>, Белоусова Е.А.<sup>3</sup>, Баянова Т.Б.<sup>4</sup>, Кузнецов Д.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, [pushkarev@igg.uran.ru](mailto:pushkarev@igg.uran.ru)

<sup>2</sup>Геологический Институт РАН, Москва

<sup>3</sup>GEMOC ARC National Key Centre, Macquarie University, Sydney, Australia

<sup>4</sup>Геологический институт, КолНЦ РАН, Анапты

Главный уральский разлом (ГУР) представляет собой шовную структуру, которая является геологической границей между палеоконтинентальным на западе и палеоокеаническим на востоке секторами Уральского складчатого пояса [2]. ГУР сложен макромеланжем, в состав которого входят крупные блоки (массивы) сильно деплетированных офиолитовых комплексов дунит-гарцбургитового типа и относительно слабо деплетированных комплексов лерцолитового типа [9]. На Южном Урале с лерцолитовыми массивами пространственно ассоциированы высокобарические гранатовые породы разного состава, образующие тела, размером до нескольких километров и мелкие фрагменты в серпентинитовом меланже. По меридиану выходы этих пород прослеживаются до 150 км. Наиболее крупные тела гранатовых метабазитов установлены в Кракинском лерцолитовом аллохтоне на Южном Урале, который оторван от корневой зоны ГУР, тектонически перемещен на запад и надвинут на верхнепалеозойские граувакковые отложения зилаирской свиты [2]. Так в массиве Узьянский Крака, выходы гранатовых пород прослежены более, чем на 2 км, между двумя перидотитовыми блоками и образуют тело мощностью не более 50 метров, окруженное с обеих сторон серпентинитами [4]. Пространственная ассоциация гранатовых пород с лерцолитами рассматривается, как доказательство принадлежности перидотитов к орогенным лерцолитовым комплексам или к так называемым комплексам «корневых зон» [1, 6]. Однако вопрос генетической связи гранатовых ультрамафитов и базитов с лерцолитами остается до сих пор открытым, поскольку не обнаружено ясных геологических взаимоотношений между этими породами. Природа и возраст высокобарических пород также являются дискуссионными и требующими дополнительного изучения. Некоторые результаты этих исследований представлены в настоящем сообщении.

Высокобарические гранатовые породы по химическому и минеральному составу можно разделить на три типа (таблица): 1) пироповые вебстериты и пироп-оливин-шпинелевые вебстериты, 2) гранатовые клинопироксениты (метабазиты) и гранатиты, 3) амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты. Совместное нахождение всех трех типов пород было установлено только в родингитовых брекчиях на контакте лерцолитов и краевого пироксенит-габбрового комплекса в массиве Миндяк [3]. На остальных участках ГУР, также как и в структуре Кракинского лерцолитового аллохтона были встречены только породы 2 и 3 типов.

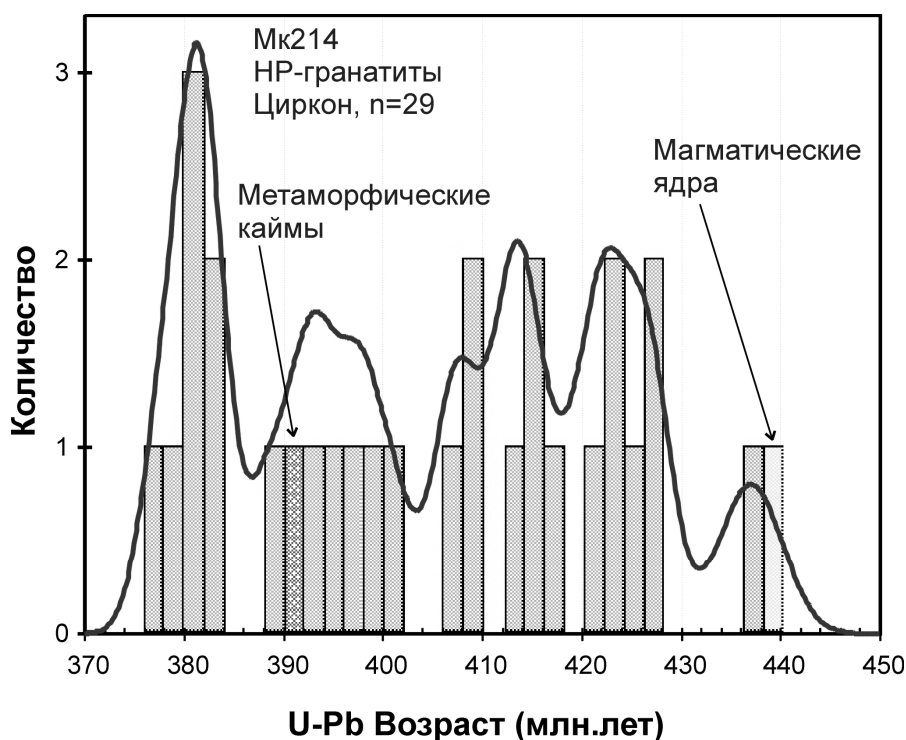
**Пироповые вебстериты** характеризуются низкой железистостью  $f = 0.08–0.17$ , низкими содержаниями титана, щелочей и фосфора и содержат до 27 мас. % MgO. Наиболее магнезиальные разности приближаются по составу к лерцолитам, но отличаются от них по характеру распределения РЗЭ и по высокому CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отношению, превышающему 1.0. Пироповые вебстериты не имеют аналогов среди гранатовых пород, образующих слои в орогенных лерцолитах массивов Ронда и Бени-Бусера, которые характеризуются более высокой железистостью.

**Гранатовые пироксениты (метабазиты)** обладают более высокой железистостью  $f = 0.15-0.25$ . Содержания  $MgO$ ,  $CaO$  и  $Al_2O_3$  в них приближаются к троктолитам или оливиновым габбро или к их меланократовым разновидностям. Гранатовые пироксениты по составу походят на гранатовые породы, образующим слою в лерцолитах массивов Ронда и Бени-Бусера, от которых они отличаются более низкими содержаниями титана и высоким  $CaO/Al_2O_3$  отношением, превышающим 1.

**Гранатиты** состоят на 80–90% из высококальциевого-альмандин пироба и глиноземистого амфибола. Гранат аналогичен по составу гранату из пироксенитов. Однако породы содержат в значительных количествах апатит, циркон, рутил, ильменит, что определяет повышенные содержания в них фосфора, циркония, ниобия, урана РЗЭ и редких элементов. Предполагается, что гранатиты являются высокобарическими метасоматитами, образовавшимися при участии флюидов или вещества морских осадков, затянутых в зону субдукции.

**Амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые породы** характеризуются высокой железистостью  $f=0.35-0.60$ . Количество  $TiO_2$  в породах варьирует от 1 до 3.5 мас. %, а содержания валового  $FeO$  достигают 15–20 мас. %. Средняя величина  $CaO/Al_2O_3$  отношения в этих породах составляет 1.5. Породы обогащены апатита. В орогенных лерцолитовых комплексах Ронда и Бени-Бусера породы сходного состава описаны не были. По составу гранатовые базиты соответствуют базальтам океанических островов.

**Возраст** высокобарических пород зоны ГУР определялся разными исследователями и разными методами и, в целом, соответствует интервалу 410–400 млн лет [8, 10, 11]. Для определения возраста высокобарических гранатитов были использованы различные минералы-геохронометры: циркон, бадделейт, рутил, амфибол. Датирование урансодержащих минералов было проведено с использованием LA MC-ICP-MS на многоколлекторном масс-спектрометре Nu-Plasma с системой лазерного пробоотбора LUV213 New Wave/Merchantek (Университет Маквори, Сидней, Австралия) и с применением термоионизационного метода на масспектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в Геологическом институте КНЦ РАН (Апатиты). Редкие, сохранившиеся ядра цирконов с магматической зональностью дают возраст около 440 млн лет, с которым сопоставим возраст высокоциркониевых рутилов. Главный этап кристаллизации цирконов соответствует интервалу 425–405 млн лет, который совпадает с Sm-Nd возрастом, полученным по породам и породообразующим минералам. Мы предполагаем, что этот временной интервал соответствует процессу эксгумации высокобарических пород. Замещение циркона бадделейтом, которое происходит в процессе низкобарической родингитизации пород, по-видимому, начинается с 400 млн лет и продолжается вплоть до 360 млн лет. Этому же времени соответствует образование «молодых» рутилов. Таким образом, вся эволюция гранатитов от момента их образования до момента выведения и родингитизации укладывается в интервал 440–360 млн лет (рис.), что соответствует в полном объеме силуру и девону.



Гистограмма распределения возрастов цирконов из гранатитов, полученных U-Pb методом (LA-ICP-MS)

Высокобарические породы зоны ГУР имеют различный генезис. Пироповые вебстериты, вероятно, могут представлять собой ультраосновные расплавы, выплавленные из метасоматизированного мантийного источника и закристаллизованные на уровне шпинелевой фации (15–16 кбар), после чего они прошли процесс изобарического охлаждения, что привело к образованию пиропы вокруг шпинели, а затем были довольно быстро подняты в условия низких давлений. Гранатовые пироксениты и метабазиты, так же как и амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые породы, скорее всего, являются продуктами высокобарического преобразования первично низкобарических пород – меланократовых оливиновых габбро в первом случае и высокотитанистых базальтов типа базальтов океанических островов – во втором. Можно предположить, что эти преобразования имели место в зоне субдукции, связанной с функционированием на Урале ордовикской островной дуги, куда и были затянуты габброиды и базальты.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 13-05-00597.*

#### Литература

1. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А. Цирконология лерцолитов (массив Узянский Крака, Южный Урал). ДАН 2009, Т. 425, № 5, С.456–459
2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайнполиграфсервис, 2010. 280 с.
3. Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Белова А.А., Готтман И.А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования. Литосфера, 2010. № 5. С. 101–133.
4. Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Кузнецов Д.В. О геологическом положении высокобарических пород в перидотитовом массиве Узянский Крака на Южном Урале. Ежегодник-2012, Тр. ИГГ УрО РАН Вып. 160. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2013. С. 62–66.
5. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала. Геотектоника. 2008. № 5. С. 49–78.
6. Русин А.И., Русин И.А., Краснобаев А.А. Мафит-ультрамафитовые комплексы Урала: геодинамические аспекты // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: мат-лы междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 260–264.
7. Русин И.А. Гранатсодержащие парagenезисы в гипербазитах массива Крака (Южный Урал). Ежегодник-2001. ИГГ УрО РАН, 2002. С. 134–138.
8. Савельев А.А., Бибикина Е.В., Савельева Г.Н. и др. Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования. Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, Вып. 1. С. 22–29.
9. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: ГИН АН СССР, 1987. 246 с.
10. Scarrow J.H., Savelieva G.N., Glodny J. et al. The Mindyak Paleozoic lherzolite ophiolite, Southern Urals: geochemistry and geochronology. Ophioliti. 1999. 24, № 2, P. 241–248.
11. Scarrow J.H., Spadea P., Cortesogno L. et al. Geochemistry of garnet metagabbros from the Mindyak ophiolite massif, Southern Urals. Ophioliti. 2000. 25, № 2. P. 103–115.

## ИСТОЧНИКИ ВУЛКАНИЗМА ПОСЛЕДНИХ 90 МЛН ЛЕТ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ КАК КЛЮЧЕВОЙ ТЕРРИТОРИИ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКИ АЗИИ

Рассказов С.В.<sup>1,2</sup>, Чувашова И.С.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, rassk@crust.irk.ru

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, Иркутск

По пространственно-временной активности мантийных источников [2,3,4] и новой томографической модели S-волн [1], мы выделяем Гобийский обратный астеносферный поток, сопровождавший движение Северо-Китайского блока с сопредельными герцинидами и индосинидами в восточном направлении. Движение реконструируется относительно центра конвективной неустойчивости (низкоскоростной аномалии), выраженной двусторонним утонением переходного мантийного слоя под Юго-Западной Гоби (44° с.ш., 95° в.д.). Мел-палеогеновые вулканические поля Южной Гоби смещены относительно аномалии переходного мантийного слоя на 500–600 км с противоположным течением подлитосферной мантии в интервале глубин 150–300 км.

Мы предполагаем, что Гобийский обратный астеносферный поток способствовал затягиванию слэбов Тихого океана под восточную окраину Азии с эффектом ее сильного локального растяжения по механизму роллбэк, проявившегося в мелу-палеогене и раннем-среднем миоцене. Этот эффект выразился в среднемиоцено-

вом образовании косой Хонсю-Корейской флексуры Тихоокеанского слэба, сопровождавшем раскрытие Японского моря. В позднем кайнозое, благодаря встречному движению Евразии и Тихоокеанской плиты в направлении восток-юго-восток – запад-северо-запад, образовалась прямая Хоккайдо-Амурская слэбовая флексура [5] и, как следствие, движение литосферы сопровождалось соответствующим обратным астеносферным потоком. Литосфера с позднекайнозойским Витимским вулканическим полем сместилась на 100–200 км относительно центра конвективной неустойчивости (низкоскоростной аномалии), выраженной утонением переходного мантийного слоя под территорией, сопредельной с Северным Байкалом (52° с.ш., 108° в.д.). В рамках принятой модели растяжение в Байкальской рифтовой зоне объясняется динамикой обратного подлитосферного потока.

*Работа выполнена при финансировании проекта РФФИ № 14-05-31328.*

#### Литература

1. Кожеевников В.М., Середкина А.И., Соловей О.А. Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и трехмерная модель строения мантии Центральной Азии // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 10. С. 1564–1575.
2. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фелелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и каликатовая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. 351 с.
3. Рассказов С.В., Чувашова И.С. Новейшая мантийная геодинамика Центральной Азии. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2013. 308 с.
4. Чувашова И. С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. 298 с.
5. Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A., Litasov K. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // Northeast Asian Studies. 2004. V. 9. P. 179–219.

## КОРСИТЫ БУЛАКБАШИНСКОГО ГАББРОИДНОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА (ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ)

Рафиков Я.М.<sup>1</sup> Мусаев А.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН РУз, Ташкент rafikov\_yalkin@mail.ru

<sup>2</sup>Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, Ташкент

Булакбашинский массив расположен на южном склоне Кураминского хребта в пределах Гавасайского грабена на левом борту р. Гава. Он представляет собой неправильное штокообразное тело в обнаженной части (40–60 м), вытянутое в северном направлении. Массив в северной части прорван гранитоидами (Кармазарский комплекс С<sub>2</sub>) Гава-Чадакского плутона, с востока, юга и юго-востока он перекрыт вулканитами шурабсайского С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub> и оясайского комплекса Р<sub>1</sub>. В гранодиоритах Кармазарского комплекса наблюдаются обильные ксенолиты габброид, в том числе корситов, которые напоминают магматическую брекчию, состоящую из обломков габбро, сцементированных гранитоидным материалом. Возраст массива определяется как С<sub>1</sub>, т. к. в других массивах габброиды комплекса прорывают карбонатные породы D2-С<sub>1</sub> и содержат их в виде ксенолитов. Абсолютный возраст, определенный Волковым В.Н. К/Аг методом по амфиболу из Актепинского массива дал, цифру 344±8 млн лет, что является верхним возрастным пределом. Рассматриваемый интрузив сложен в различной степени измененными пироксен-роговообманковыми габбро и корситами. Количество шаров в корситах увеличивается снизу вверх интрузива. Сами корситы в текстурном и структурном отношении, проявились в виде шаровидного строения. Размер шаров колеблется от 1 см до 5–7 см в поперечнике. Шары сцементированы габброидным материалом. Шаровидные обособления приурочены к верхней части интрузива, по-видимому, это связано с остаточной магмой, когда расплав сильно обогатился рудными и флюидными компонентами. Вероятно, шаровидные обособления образовались в результате вскипания расплава обогащенных рудно-флюидными компонентами расплава и в виде пузырьков поднимались в верхнюю часть, в область пониженного давления и температур и кристаллизационная смесь формировалась в новых термодинамических условиях. Габброидной матрицы Булакбашинского интрузива характеризуется переменным составом. По данным микрозондовых исследований главными минералами являются плагиоклазы представленный анортитом, битовнитом около 50 %, встречаются небольшое количество олигоклаза. Темноцветные минералы представлены пироксеном: диопсидом 25 – 26%, авгитом – 6%, геденбергитом – 7–8%. Акцессорные минералы магниты, ильменит, сульфиды.

Нами было исследовано внутреннее строение самой крупной шаровидной обособленности размером в поперечнике около 7 см. (рис.). Шаровидные выделения были нами описаны микроскопически и исследованы микрозондовым анализом. Шаровидное выделение (корсит) состоит из 5 чередующихся

концентрических зон из них 2 светлые, 3 темные и ядерной части. Контакты между концентрическими зонами четкие. Ядерная часть (3–3,5 см) по составу и структуры аналогичны габброидной цементирующей массы. Вероятно это фрагменты (обломки) самой габброидной части, который был захвачен рудно-флюидным пузырьком и поднят вверх. В данном случае они могут быть названы гомеогенными включениями в шарах. Этим видимо можно объяснить тождественность составов и структуры ядерной зоны шара и связывающий шары и цементирующий массы (т. е. габброиды). [2]. Эти гомеогенные включения, вероятно, явились центром кристаллизации и сыграли важную роль в образовании шаровых форм и возникновению микроликвационного процесса, разделяющаяся на силикатную и рудно-силикатную концентрические зоны. Внутренняя светлая зона (2, 4) мощностью 8–15 мм, состоит преимущественно из плагиоклаза (анортита, битовнита) и меньшей степени пироксена (диопсид, авгит). В этой зоне наблюдается радиальное расположение зерен плагиоклаза и пироксена, этим как бы подчеркивается, что гомогенные включения в ядерной части служили центром кристаллизации для минералов структурной части шаров. Плагиоклазы в этой зоне преобладают над пироксенами и составляют свыше 70%. Представлены они битовнитом, анортитом. Пироксены основным диопсидом в меньшей степени авгитом и геденбергитом. Рудные минералы магнетит, ильменит, халькопирит.



**Внутреннее строение корсита (Масштаб 1:2):**

1 – ядерная зона; 2,4 – меланократовые зоны; 3, 5 – лейкократовые зоны

Узкие меланократовые зоны 3,5 мощностью 1,5–2 мм состоят свыше 50% из рудных минералов, а в матрице полосы из пироксенов и меньшей степени плагиоклазов.

Все минералы в выделенных зонах корситах также подверглись микрозондовому изучению. Полевые шпаты представлены анортитом, битовнитом, реже олигоклазом. Моноклинные пироксены представлены: диопсидом, авгитом, феррогеденбергитом. В них отмечается высокая глиноземистость, железистость, присутствие Ti, Mn, Cr, V иногда калий и натрий. Наблюдается четкая корреляция, с увеличением содержания титана от присутствия в феррогеденбергите алюминия. Выделяются следующие разновидности пироксенов хром содержащий диопсид ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 0,48%), железосодержащий (содержание железа до 9,75%) ванадий, марганец, титансодержащие пироксены. Магнетит в корситах присутствует в виде ксероморфных, каплевидных, округлых выделений в межзерновом пространстве среди породообразующих минералов. Размер зёрен от 0,001 до 1 мм. Магнетит в корсите представлен окисными и закисными соединениями, содержанием его от 91% до 77% всего количества.

В результате микрозондовых исследований состава магнетита из различных зон шаровидных выделений в корсите установлено: зоны 3,5 представленный узкими темными участками мощностью 1,5–2 мм. Сложены магнетитом, ильменорутилом – сульфидами и др. составляющий более 50% от общей массы минералов.

Остальная часть (см. выше) составляет реликты пироксенов и плагиоклазов замещенные актинолитом и хлоритом. Магнетит в этих участках содержит: магний 2,92%, алюминий 2,5%, кремний до 5%, кальций > 0,7%, титан – до 4,72%, ванадий – 1,65%, марганец 0,8% и хром 0,3%. Присутствие Ti, V, Mn объясняется изоморфным вхождением этих элементов в кристаллическую структуру магнетита. Температура распада титаносодержащих на магнетит и ильменит: траспада – 600–700 °C согласно методу Баддиктона [1].

Последовательность кристаллизации минералов корситов PII – CP – PIII – Mt-Amf. Железистость  $f=50,5-58,7$  (ср. из двух анализов). Петрохимические особенности рассматриваемых пород на диаграмме А.А. Маракушева располагается в поле толеитовых базальтов и щелочных пикритов. Они характеризуются пониженным содержанием SiO<sub>2</sub> повышенной суммы железа, глиноземистости, магнезиальности, а содержание отношения N<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O относится к калиевой-натриевой серии с отклонениями в сторону калиевой. Собственно говоря, это характерно для всех пород шавазского комплекса. Химический состав корситов следующий: SiO<sub>2</sub> – 42,5, TiO<sub>2</sub> – 0,75, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14,3, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 7,6, FeO – 6,1, MgO – 9,69, MnO – 0,22, CaO – 14,16, Na<sub>2</sub>O – 1–1,16, Ca<sub>2</sub>O – 1,1, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,02, CO<sub>3</sub> – 0,1, ппп – 2,34, H<sub>2</sub>O – 0,27, CO<sub>2</sub> – 0,38 (ср. из двух анализов). Для редкоземельных элементов в корситах характерно высокое содержание тяжелых РЭЭ.

Особенности строения пород и анализ полученных результатов позволяет предполагать ведущую роль процессов ликвации в образовании корситов. По-видимому, в процессе становления массива и кристаллизации габброидной в остаточной магме произошло разделение на несмешивающиеся силикатную и силикатно-рудно-флюидные части; из основного силикатного расплава находившегося еще в жидком состоянии отделились порции обогащенные рудно-флюидными компонентами. Они скапливались в верхней части силикатного расплава в виде водонасыщенных “пузырей”, из которых и образовались шаровые обособления. В процессе подъема рудно-силикатного расплава в виде пузырьков были захвачены обломки матрицы – цементирующие шары габбро. Эти обломки можно назвать гамеогенными. Эти включения послужили центром кристаллизации и явились причиной возникновения микроликвации – разделение шаров на лейкократовую часть, состоящую из светлых и породообразующих минералов с низким содержанием рудных минералов, а меланократовая часть в основном сложена рудными минералами и в меньшей степени пироксенами и плагиоклазами.

#### Литература

1. Баддингтон А.Ф. Окисные Fe-Ti минералы в концентрических в докембрийских породах штата Нью-Йорк – Нью-Джерси (США) В кн. “Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд” Т.1 М. “Мир” 1961 38–56 с.
2. Половинкина Ю.И. “Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород”. Т.1, М. “Недра” 1966. С. 122.

## РУДОНОСНОСТЬ РАННЕКАРБОНОВОГО ГАББРО-ПЕРИДОТИТ-АНОРТОЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Рафиков Я.М.<sup>1</sup>, Юсупов Р.Г.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геофизики АН РУз, г. Ташкент, rafikov\_yalkin@mail.ru

<sup>2</sup>ННКО «Ветеран геологии» Комитета геологии РУз, г. Ташкент

В схеме магматизма Чаткало-Кураминской активной окраины [3, 4] породы габбро-перидотит-анортозитового раннекарбонového комплекса (Актепинский, Акчинский, Шавазский, Булакбошинский, Беляутинский, Ирисуйский, Бекабадский и др.) составляют менее 5% от общего объема магматизма. Они образуют штоко- и дайкообразные тела. Возраст установлен К-Аг методом по амфиболу как 344±6 млн лет [1, 3], т. е. С<sub>1</sub><sup>3</sup>. Главный Тянь-Шаньский благороднометалльный (платиновые металлы, золото, серебро, медь и др.) пояс и его рудно-магматические концентры в пределах Чаткало-Кураминской минералогических провинций контролируются региональными структурами оседания ядра Ферганского мегосвода и его дочерних сводовых структур.

По акцессорно-минеральным составам (АМТ) породы габбро-перидотит-анортозитового (шавазского) комплекса (С<sub>1</sub>) представлены ильменит-магнетитовым подтипом (АМТ) содержат природные феррито-окислы (расчетные): FeO, FeFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, MgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub> и их изоморфные серии (FeFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>-FeAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>), титаношпинель-феррошпинель-хромшпинелиды, а также FeTiO<sub>3</sub>-MgTiO<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeTiO<sub>3</sub> и др. В габброидах рудные магнетиты ассоциируют с наборами тугоплавких и барофильных минералов (самородное Fe, иоцит, зюссит, муассанит и др.). Для пород и магнетитов устанавливаются высокие показатели FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,6–2,5). Кристаллизация магнетита связана с переходом части закисного железа в окисную. Остаток закиси Fe от кристаллизации



магнетита, как правило, рассеивается в составах породообразующих (фемических) силикатов. В габброидах устанавливаются крайне высокие содержания магнетита (от > 5–10 до 20 вес. %, Актепинский, Шавазский, Ирисуйский и др. массивы), апатита, ильменита и др. Породы по общей кислотности рассматриваются показателями на металлоносность (продуктивность) и связанное оруденение на Fe (магнетиты, титаномagnetиты), апатиты и др. (табл.). Породы габбро-перидотит-анортзитового комплекса на Актепинском рудном поле содержат признаки [4] регионально проявленного низкотемпературного гидротермального метаморфизма: калина-натровый полевоый шпат пелитизирован и окрашен гидроксидами железа, плагиоклаз частично альбитизирован, биотит и амфибол частично замещен хлоритом, оливин замещается серпентином и тальком. Для габбро устанавливается локально развитый метасоматоз (фельдшпатизация, образование порфировобластов биотита, амфибола). На Актепинском рудном поле (в ранней перми) мощный гидротермальный рудогенерирующий процесс (месторождение серебро-арсенидной формации). U-Pb методом по ураниту получен возраст  $280 \pm 6$  млн лет и Ar-Ar (плато)  $284,4 \pm 3,9$  млн лет, возрастная корреляция оруденения и магматизма указывает на влияние Таримского мантийного плюма [2]. В габброидах собственно метасоматические преобразования представлены серицит-хлорит-карбонатными образованиями. Практически интересные концентрации магнетита и апатита тяготеют к зонам метасоматической проработки пород. Меланократовые разновидности габбро, как правило, обогащены магнетитом и апатитом, апатит образует небольшие по размерам (до 1,5 см в поперечнике) обособления минерала. На породу содержание апатита составляет 5,5 вес.% ( $P_2O_5$  до 2,46%). В зонах метасоматических изменений габброидов содержание апатита достигает от 6,0 до 37,4% ( $P_2O_5$  от 2,75 до 17,18%). Апатиты содержат Co (до 1%), а также присутствуют Sr, Pb, Mn и др.

Ультраосновные и основные породы Шавазского комплекса ( $C_1$ ), потенциальная рудоносность на благородные, цветные и сопутствующие металлы (Срединный Тянь-Шань)

Критерии, признаки	Хлорофильно-халькофильный тип минерализации
<b>I. Структурно-геологические и магматические</b>	
<b>Типоморфные структуры</b>	Сводово-глыбовые поднятия, очаговые структуры, зоны мантийных сквозных дислокаций, разломно-трещинные системы
<b>Геологические позиции и пространственная группировка с вулканоплутоническими ассоциациями (формации, фации)</b>	Мантийные мантийно-коровые плюмы. Континентальный вулканизм (трахибазальт-трахитовый) и их туфы, трахиты; трахибазальт-трахиандезиты и др. Габбро-перидотит-анортзитовый (шавазский) комплекс (габбро, габбро-диориты, анортзиты, верлиты, корситы)
<b>Акцессорно-минеральный тип пород (феррофации, субфации)</b>	Апатит-магнетитовый (магнетитовая); ильменит-магнетитовая
<b>II. Минералого-геохимические</b>	
<b>Макро- и микропарагенезисы акцессорных минералов</b>	Самородные $\alpha$ -Fe, Cr, Pt, Pd, Au, Cu, Bi, Hg и др., Au-Fe и Au-(Fe, Pd) сплавы и интерметаллиды: – Au-( $\alpha$ -Fe), Cr; обилие ферроокислов (магнетиты, титаномagnetиты, хромшпинелиды, ильмениты и др.)
<b>Акцессорные самородные металлы, сплавы, интерметаллиды, карбиды металлов и неметаллов, силициды металлов</b>	Феррит ( $\alpha$ -Fe), вестервелдит, хромферрит, феррохромит, самородные хром, никель и кобальт; самородные металлы платиновой группы (Pt, Pd, Rh), самородное Au; порпечит, Самородная Cu, куприды и цинкиды меди, ферросилициты, когенит, муассанит
<b>Минеральные формы благородных и цветных металлов</b>	Самородные Au, Pd, Pt; сплавы Au-Pd; самородная Cu и другие минералы Cu (халькопирит, борнит, теннантит, халькозин), самородные Bi, Pb, Zn и их сульфидные формы. Собственно Au-Fe, Au-(Fe, Pd) сплавы (пробность 850–920 до 950). Примеси: Fe, Cr, Pt, Pd, Cu, Bi, Hg и др.
<b>III. Типоморфные особенности минералов</b>	
<b>Породообразующие минералы: группа пироксенов</b>	Гиперстен, диопсид, авгит, геденбергит с низкой железистостью, высокой глиноземистостью, примеси Cr, V, Ti, Mn и др.
<b>Группа полевых шпатов</b>	Анортит, андезит, битовнит и олигоклаз
<b>Акцессорные минералы магнетит, титаномagnetит</b>	До 10 вес.% $TiO_2$ , примеси Cr, Ni, Co, V, Au, Pd, Sn и др. Парагенезис с когенитом и ферритиоцитом
<b>Геохимические показатели: продуктивности и рудоносности</b>	Fe, Fe-Ti, Cu, Au, Pt, Pd, Rh и сопутствующая апатитонность. Проявилась потенциальная рудоносность и продуктивность на железорудное оруденение

Оруденение железа представлено апатит-магнетитовым составом – *вкрапленное* (магнетиты) и *прожилково-вкрапленное* (apatиты, магнетиты). В габброидах рудных тел в форме протяженной полосчатости (расслоения) мощности которых от 2–5 см до 10–50 см, достигают десятки, в отдельных случаях – сотни метров по протяженности. В них магнетиты совместно с породообразующими темноцветными (титаномagnetит, энстатит железистый, оливин) и полевошпатовыми. При переходе от меланогаббро к лейкогаббро содержание магнетита постепенно уменьшается. На меланогаббро приходится удельная насыщенность рудными телами (одно-два тела на 10–50 м). Для лейкогаббро характерны крайне редкие – единичные рудные проявления. Руды принадлежат к бедным типам (тонко- и мелко-вкрапленные, размеры зерен магнетита от 0,05 до 5,0 мм). В зернах магнетита присутствуют включения апатита, ильменита, шпинели и др. В рудных участках на содержание железа приходится от 10 до 15%, в среднем 12%.

Породы габбро-перидотит-анортозитового комплекса ( $C_1$ ) обладают продуктивностью на железо. Главные и характерные рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом. Характерные элементы примеси представляют Ti, V, Co, Ni, P, S и легкоплатинометаллическая (Pd, Rh...) нагрузка. Извлечение апатитовой минерализации из габброидов производится комплексно с попутной утилизацией редких земель, иттрия и др. Легкие фракции апатитонесущих габброидов (полевые шпаты, биотиты, амфиболы и др.), полученные на промышленных концентрационных столах пригодны для сельскохозяйственного производства (агроминеральные добавки для обогащения почвы, улучшения их структурно-гранулометрических показателей и роста коллоидной фракции). В пространственной и, возможно, генетической связи с шавазским магматическим комплексом пород ассоциирует позднее (наложенное) (гидротермальное) месторождение серебро-арсенидной (Ag-Ni-Co-Bi-U-пятиэлементной) формации месторождения Актепа. В составах руд с серебром участвуют палладий и родий.

#### Литература

1. Волков О.Н., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В. и др. Магматические формация и оруденение Актепинского рудного поля (Кураминский хребет, Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 266–280.
2. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э. и др. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.
3. Рафиков Я.М. Схема магматизма Чаткало-Кураминской активной континентальной окраины. Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Тез. докл. Москва. ИГЕМ РАН. 2012. С. 302–304.
4. Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г. Продуктивность и рудоносность раннекаменноугольных пород габбро-перидотит-анортозитового комплекса (Чаткало-Кураминская активная континентальная окраина). Отечественная геология. 2014. № 6. С. 78–86.
5. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Танаева Г.А. Рудоносность орогенных структур Тянь-Шаня. М.: Наука, 1985.

## РАЗЛИЧИЯ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОПОЛИТА И ЛАККОЛИТА НА ПРИМЕРЕ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Рахимов И.Р.

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, rigel92@mail.ru

В раннем карбоне Западно-Магнитогорская зона (ЗМЗ) – западная часть Магнитогорской структурно-формационной мегазоны Южного Урала – представляла собой аккреционный комплекс на базе островодужного материала, надвинутого на окраину Восточно-Европейского континента [Салихов, 1997]. ЗМЗ имеет ширину до 80 км при средней около 50 и значительную протяжённость (более 300 км) в субмеридиональном направлении. С севера на юг более чем на 200 км в пределах ЗМЗ растянулась серия раннекаменноугольных конформных габброидных интрузий, объединённых в 4 интрузивных комплекса [Салихов, Беликова, 2011]. В данной работе рассмотрены наиболее изученные в указанной конформной серии лакколит и лополит двух интрузивных комплексов (рис.).

Утлыкташский лополит одноимённого комплекса обнажён в виде веретенообразного тела, вытянутого в меридиональном направлении на 10 км при максимальной ширине в 2,5 км и мощности более 100 м (до 200 м на вершине обнажённой части). Тектонически он приурочен к восточному крылу Имангуловской брахисинклинали, срезанной Утлыкташской синклиналью и «сидит» в кремнистых отложениях позднего девона. Массив ясно расслоен на три зоны:

1. Подошвенная габбро-габбродiorитовая зона. Нижняя часть лополита сложена габбро, вверх по разрезу плавно переходящие в габбродiorиты. Мощность габбровой толщи можно оценить в 50 м. Это среднезернистые при габбровой микроструктуре и переходные от мелкозернистых к среднезернистым при пойкилофитовой микроструктуре породы. Главные минералы: плагиоклаз, пироксен, хлорит, рудный. Плагиоклаз – андезин (либо андезин-лабрадор № 50–55), слагает 50–70% объёма пород. Размеры субидiomорфных и идиоморфных кристаллов 0,5–3 мм, обычно в пределах 1 мм. Плагиоклаз частично замещён глинистой массой, а также затронут прениитизацией, сосюритизацией, серицитизацией. Клинопироксен – второй по распространённости минерал. Его в породе 10–30%. Обычно это авгит. Встречаются две группы размеров: мелкая (кристаллы 0,1–0,2 до 0,5 мм идиоморфные и субидiomорфные призматические) и средняя (зёрна 1–2 мм ксеноморфные с призматическим очертанием). Первая группа кристаллов – свежие зёрна, иногда образуют небольшие срастания-скопления, вторая – изменённые, частично или нацело замещённые продуктами постмагмати-

ческих процессов. Обычно этими продуктами являются хлорит и магнетит-кварцевый агрегат. Хлорит образовал полные псевдоморфозы по пироксену в виде мелкоагрегатистого вещества. Магнетит и кварц замещают пироксен полностью, либо частично. Во втором случае наблюдаются скелетные кристаллы пироксена. Кроме моноклинного пироксена можно отметить единичные зёрна серпентинизированного ромбического пироксена. Две генетических группы можно выделить для рудных минералов. Первая представлена первичными ильменитом, титаномagnetитом, разложенными до характерных структур распада, лейкоксенизированными. Вторая – вторичная группа рудных минералов, ассоциирующая с кварцем и представленная магнетитом и гематитом. Общее количество рудных минералов в донной части лополита весьма велико и превышает 10% объёма породы, достигая 20%. В некоторых образцах чрезвычайно распространено (до 10%) аморфное кремнезёмистое вещество, заполняющее округлые пустоты в породе, возникшие при полном разрушении первичного минерала. Таким минералом обычно является крупное зерно пироксена.

2. Средняя габбродиорит-диоритовая зона, наиболее мощная. Толщина этой зоны может превышать 100 м. Обычно породы обладают среднезернистой макроструктурой и габбровой, габбро-офитовой и офитовой микроструктурой. Они отличаются от пород нижней зоны плавным ростом количеством плагиоклаза – от 60 до 75%. Лейсты плагиоклаза-андезина значительно варьируют по размерам – от 0,3–0,5 до 4 мм. Нередко относительно крупные кристаллы плагиоклаза имеют окварцованные или альбитизированные края. Также интенсивно изменён вторичным минералообразованием – пренинизацией, сосюритизацией. Количество клинопироксена постепенно убывает снизу вверх от 10–15 до 0%. Вероятно, присутствующий ранее в небольшом количестве пироксен был замещён хлоритом. Хлорит также находится в виде мелкоагрегатистого вещества, нередко образует совместные ассоциации с эпидотом, серицитом, тремолитом и чрезвычайно распространён (до 20% объёма породы). В противоположность пироксену снизу вверх прибавляется количество кварца, причём в верхней зоне встречается в основном полнокристаллический кварц в виде ксеноморфных зёрнышек, заполняющих пространства между кристаллами плагиоклаза. Здесь он также совместно с рудным минералом образует продукты замещения пироксена и даже плагиоклаза – частичные и полные псевдоморфозы. При развитии по плагиоклазу к рудному минералу и кварцу добавляется альбит. Рудный минерал представлен магнетитом и лимонитом.

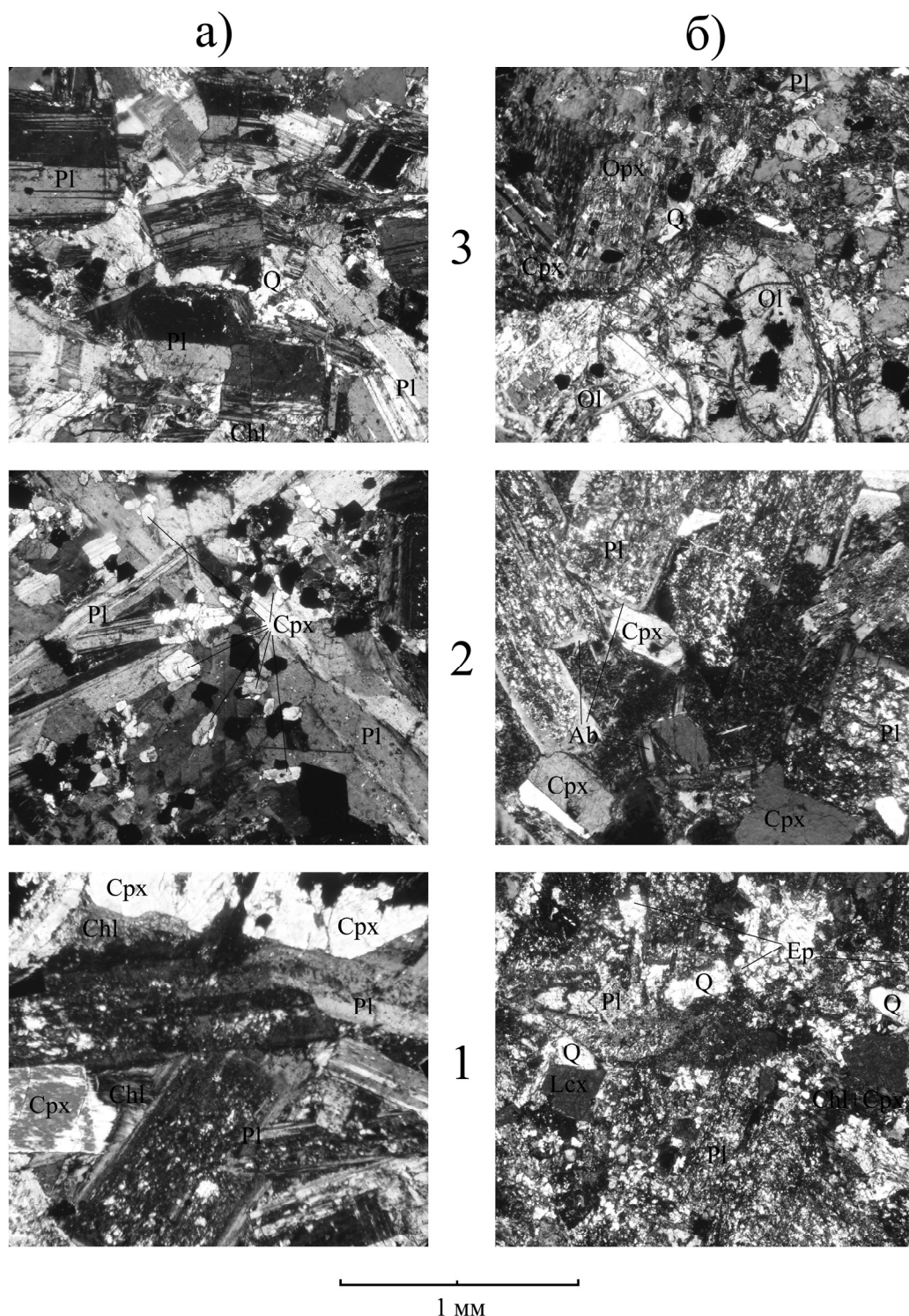
3. Верхняя кварцеводиоритовая зона, маломощная. Породы мелко- и среднезернистые. Количество плагиоклаза-андезина – наиболее сохранившегося первичного минерала достигает 80%, в целом около 70%. Интенсивно замещён глинистыми частицами, пренитом. Кристаллы как по всему массиву варьируют по размерам от 0,4 до 2 мм при наиболее часто встречающемся размере 1–1,5 мм. Пироксен устанавливается лишь по скелетным остаткам в матрице из целого набора вторичных минералов: хлорит, эпидот, уралит, лимонит, кварц. Появляются новые вторичные продукты – палагонит и карбонатное вещество. Акцессорные минералы: апатит, циркон, шпинель.

*Бахтигареевский лакколит* Файзуллинского комплекса. Этот массив приурочен к восточной части восточного крыла Таналыкской антиклинальной структуры, переходящей к юго-востоку в Уртазымскую брахисинклиналь. Размеры лакколита около 4х3,5 км по латерали и более 200 м по вертикали. Снизу вверх породы сменяются от безоливиновых до богатых оливином габбро. Намечается рост размеров составляющих породу минеральных частиц от подошвы к вершине. В массиве с некоторой условностью можно выделить следующие три зоны:

1. Подошвенная габбродиорит-габбродолеритовая зона, возможно самая мощная, свыше 100 м. Породы обладают мелкозернистой и переходной от мелкозернистой к среднезернистой макроструктуру и габбро-офитовую микроструктуру. Плагиоклаз частично или полностью замещён пелитом, сосюритом и пренитом. Предполагаемый состав плагиоклаза – андезин. Размеры лейст варьируют от 0,2–0,3 до 4 мм, общий объём в породе до 60%. Пироксен часто распознаётся лишь по скелетным образованиям некогда относительно крупных кристаллов. Зёрна короткостолбчатые, призматические, иногда образуют небольшие скопления-сростки 5–10 мелких кристалликов пироксена и 1–2 зёрнышек рудного минерала. Вторичный эшелон минералов представлен ассоциацией хлорит+эпидот+кварц, заполняющей 15–20 % объёма пород. Хлорит грязно-зелёный с желтоватым оттенком, даёт ксеноморфные зёрна, эпидот жёлтый в виде мелких ксеноморфных образований, листочков и чешуек, кварц – полнокристаллический и ксеноморфный. Эти минералы частично или полностью замещают в породе пироксен. Рудный минерал сплошь лейкоксенизирован. Развит призматический мелкий акцессорный апатит.

2. Средняя зона, сопоставимая с предыдущей по мощности, сложена габброноритами, оливиновыми габброноритами. Породы среднезернистые с габбро-офитовой, габбровой микроструктурой. Постепенно в верхнем направлении здесь появляются и растут количества оливина и ромбического пироксена, в одинаковой степени превращённые в серпентин-хлоритовый агрегат. Оливин находится в виде изометричных идиоморфных зёрен размером около 1–3 мм, ортопироксен – в призматических кристаллах длиной 1–2 мм. Количество моноклинного пироксена растёт за счёт лучшей сохранности этого минерала по сравнению с нижней зоной массива (до 15%), однако крупные (более 1–2 мм) кристаллы по-прежнему замещаются кварцем и другими вторичными образованиями. До 50% зёрен клинопироксена – сдвойникованы, нередко полисинтетиче-

ски. Количество плагиоклаза снижается до 25%. По краям крупных кристаллов развит альбит. Помимо хлорит-эпидот-кварцевой ассоциации вторичной группы минералов встречается актинолит в виде спонтанно пространённых длиннопризматических кристалликов и радиально-лучистых агрегатов. Иногда иголки актинолита прорастают в относительно крупные зёрна кварца.



**Характерные породы а) утыкташского лополита, б) бахтигареевского лакколита из различных зон массивов по трёхзонной системе. Николи скрещены.**

Названия минералов: Pl – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен, Chl – хлорит, Q – кварц, Orx – ортопироксен, Ol – оливин, Ep – эпидот, Lcx – лейкоксен

3. Верхняя зона, близ г. Шрау-Тау вскрыта карьером по добыче строительного камня. Породы меланократовые, наиболее тёмные и крупнокристаллические во всём массиве. Переходные от среднезернистых к крупнозернистым они имеют габбровую микроструктуру. Главными минералами являются оливин и ортопироксен, их размеры здесь достигают 4 мм, а сохранность гораздо лучше, чем в средней зоне массива. Количество первичного плагиоклаза падает ниже 10%, а клинопироксена до 5%. Здесь резко возрастает объём рудного минерала, явно вторичного и ассоциирующего с кварцем. Их общее количество достигает 10%, они замещают оливин и пироксен. По относительно крупным кристаллам плагиоклаза, находившихся в интерстициях, развита система мелкокристаллического альбита.

Таким образом, наблюдается обратная петрографическая зональность внутри лополита и лакколита: гомодромная последовательность в строении первого массива и антидромная в строении второго. Такое явление неизменно явилось отражением принципиальных различий механизмов их формирования, притом, что кристаллизационная дифференциация обеих интрузий происходила «in situ». Утлыкташский лополит характеризуется «классическим» вариантом расслоенности более или менее крупных интрузивных тел (обычный для ультрамафит-мафитовых массивов). Предполагается базальтовый состав исходной магмы и модальный тип расслоенности магматической камеры образовавшегося лополита. Иными словами, при внедрении магматического расплава будущего лополита происходила сравнительно равномерная гравитационная отсадка образующихся минералов, проглядывается дифференциативная структура, переходная от ортокумулятивной к мезокумулятивной. Ближе к донной части интрузии скапливалась более тяжёлая минеральная фракция (кумуляное осаждение мафических минералов). Менее плотные и тяжёлые салические минералы слагают верхнюю часть. Своё место имели и процессы ассимиляции, выраженные в более кислом составе приконтактных пород по сравнению с внутренними. Вмещающими породами лополита являются кремнистые толщи, их угол залегания в зоне интрузии «поднимается» с 10° до 35–40°. Внедрение магматического расплава происходило одновременно с общетектоническим микрорифтовым процессом в условиях трансенсии. Для бахтигареевского лакколита предполагается пикробазальтовый состав первичного расплава и несомненное наличие фазовой расслоенности в магматической камере. Здесь наблюдается постепенная смена минеральных фаз, направленная от центральной ядерной части лакколита в окружающие периферийные зоны. Количество оливина и ортопироксена снижаются от верхней зоны к нижней, замещаясь постепенно клинопироксеном и плагиоклазом. Картина механизма формирования лакколита видится такой: магматический расплав внедряется в ослабленную зону вмещающей среды и происходит его радиальная экспансия в межслоевые пространства вмещающих осадочно-вулканогенных толщ с раздвиганием их первичного залегания. Таким образом, принципиальные различия механизмов формирования утлыкташского лополита и бахтигареевского лакколита определённо просматриваются уже на ранней стадии их изучения.

#### Литература

1. Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория. Дисс ... д.г.-м.н. Екатеринбург, 1997. 85 с.
2. Салихов Д.Н., Беликова Г.И. Конформный базитовый магматизм мягкой коллизии Магнитогорского мегасинклинория // Геологический сборник № 9. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 164–172.

## ДООРДОВИКСКИЙ МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРА УРАЛА

Ремизов Д.Н.

ФГУП «ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского», Санкт-Петербург, [dnr1957@yandex.ru](mailto:dnr1957@yandex.ru)

Основным, фундаментальным отличием Полярного и Приполярного Урала от более южных районов Урала является заложение и развитие его на окраине позднепротерозойского Тиманского аккреционного орогена (фундамента Тимано-Печорской плиты (ТПП)) вне непосредственного контакта с архейско-раннепротерозойским фундаментом Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕК). В зоне уральского рифтогенеза в кембрии – раннем ордовике на севере Урала оказалась гетерогенная тектоническая область ТПП, структурированная в соответствии с аккреционно-коллизионным строением тиманид. Это неизбежно должно было отразиться в подновлении разломов в тиманском орогене при рифтогенезе и формировании большого количества разнородных по исходному происхождению блоков, сформировавших банки в структуре палеозойской пассивной окраины ВЕК. Именно это и наблюдается в современной структуре Полярного и Приполярного Урала. Таким образом, невозможно рассматривать структуру и историю севера Урала без анализа строения фундамента ТПП.

Данные по возрасту магматитов ТПП не слишком обширны [1, 2, 3], однако позволяют сделать некоторые важные выводы. Основой для анализа геохронологической информации были выбраны следующие критерии. Ранее нами отмечалось наличие в фундаменте ТПП магматитов островодужного и коллизионного генезиса [4, 5]. К рассмотрению привлекались данные по датированию цирконов с учетом петрогеохимических характеристик горных пород и наличия в пробах цирконов с древними AR-PR датировкам. Граниты с архейско-раннепротерозойскими датировками наиболее вероятно формировались при тиманской коллизии, диориты и гранодиориты с единственным кластером датировок рассматриваются как островодужные. Кроме того, рассматривались данные по офиолитам Енганепэ [6] и магматизму комплекса Дзела [7] на Полярном Урале.

Анализ полученных данных показывает закономерное удревнение «островодужных» датировок в северо-восточном направлении от Припечорской сутуры в фундаменте ТПП до Енганепэ-островной дуги (рис. 1). Мы предполагаем, что комплекс метаморфических формаций Харбейско-Марункеуской зоны Полярного Урала (далее – Харбей) и метабазит-гипербазитовые комплексы Хордьюско-Дзеляюской зоны (далее – Дзела) относятся к сложной островодужно-коллизионной системе фундамента ТПП. Особое место здесь занимают так же докембрийские формации Центрально-Уральской зоны (поднятия - ЦУП) на Приполярном Урале.

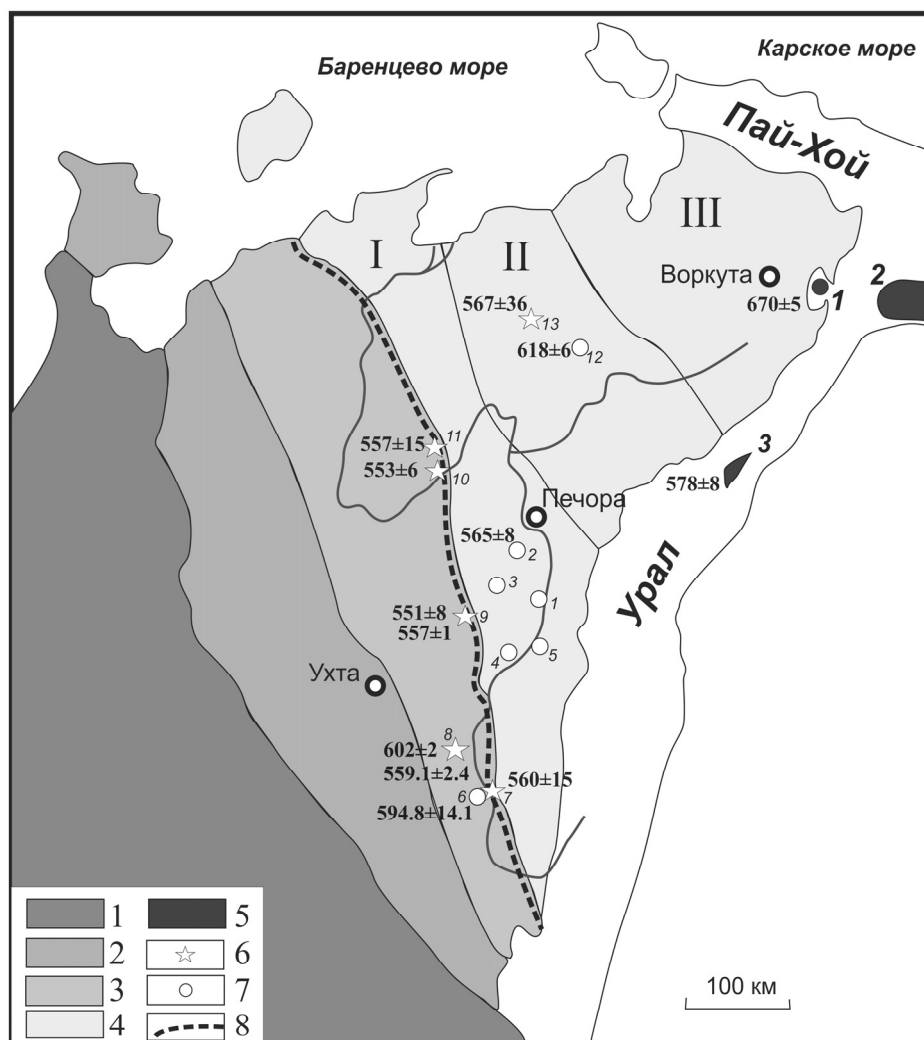


Рис. 1. Схема расположения и датировки неопротерозойских пород в фундаменте ТПП и на Полярном Урале (на основе схемы [7]).

Условные обозначения: 1 – фундамент ВЕК; 2 – Тиманская пассивная окраина ВЕК; 3 – Мезенская микроплита в составе пассивной окраины; 4 – палеоокеаническая область в составе: I – Печорская (Главная) коллизионная зона, II – Хорейверская островодужная (?) зона, III – Большеземельская зона (океаническое плато (?); 5 – неопротерозойские палеоокеанические формации в составе Урала: 1 – Енганепэ, 2 – Харбей, 3 – Дзела; 6 – синколлизонные граниты в фундаменте ТПП и их датировки; 7 – островодужные гранитоиды и их датировки; 8 – фронт Припечорской сутуры. Номера скважин: 1 – 1-Динью, 2 – 1-Новая, 3 – 11-Ронаиоль, 4 – 1-Северный Савинобор, 5 – 1-Западное Дутово, 6 – 1-Прилукская, 7 – 21-Палью, 8 – 1-Нижняя Омра, 9 – 11-Малая Пера, 10 – 1-Малолебединская, 11 – 1-Восточная Черкаю, 12 – 2-Веяк, 13 – 26-Восточная Харьяга.

Расширенный анализ геохимических данных из работы [5] позволяет уточнить предыдущую интерпретацию [4]. На рис. 2 показаны нормированные к нормальным базальтам спрединговых хребтов распределения микроэлементов в базальтоидах фундамента ТПП. Метабазальты скважины 2 – Черкаю-Лунвож (24С21, рис. 2а) практически точно соответствуют спрединговым базальтоидам, что свидетельствует о присутствии здесь океанической спрединговой коры, т. е. – о раскрытии в ходе рифейского рифтогенеза нормального океанического бассейна. В скважине 1-Малолебединская базальты (1М34) близки среднему базальту Восточно-Африканских рифтов (ЕАРВ). Габбро 1 – Динью (1D63) имеет параметры оливин-плагиоклазовых кумулатов надсубдукционного происхождения. Горные породы скважин 1-Ронаиоль (11R34), 1 – Западное Дутово (1WD62) и 1 – Северный Савинобор (1S63) так же отчетливо островодужные.

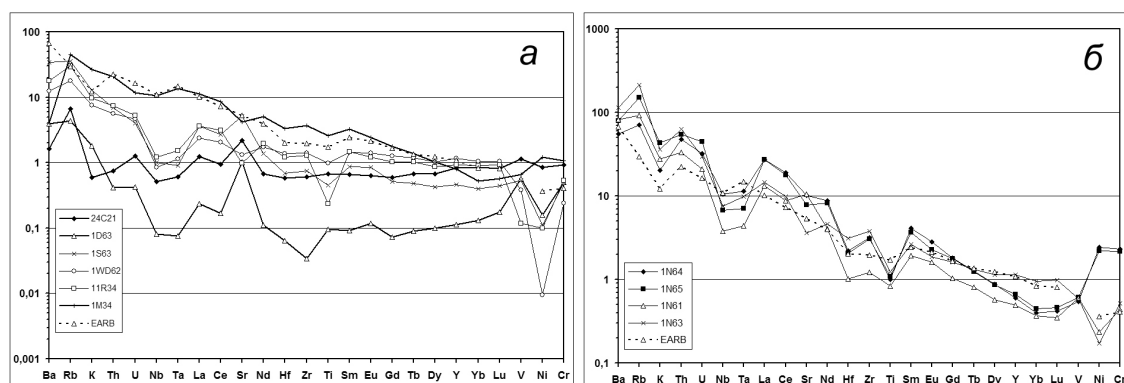


Рис. 2. Спайдер-диаграммы базальтоидов фундамента ТПП (здесь и далее нормировано по [12] с дополнениями автора)

Интрузивная серия скважины 1-Новая (1N64, 1N65 – габбро, 1N61, 1N63 – диориты, рис. 2б) имеет смешанные характеристики. С одной стороны – резкая дифференцированность высокочarged элементов при отчетливом фракционировании оливина и клинопироксена, что может быть связано с плавлением неистощенной мантии на глубинах гранатовых лерцолитов, с другой – отчетливые отрицательные аномалии ниобия, тантала и титана, что обычно связывается с присутствием воды, т. е. – надсубдукционной обстановкой.

В структуре Харбея присутствуют однозначно интерпретируемые формации Сядинской островной дуги позднерифейско-вендского возраста в обрамлении докембрийской пластины, Няровейского океанического (задугового?) бассейна и формации предположительно Харбейско-Париквасьшорского океанического плато в ее центральной части. На рис. 3 приведены спектры микроэлементов в амфиболитах Харбейской структуры по данным [9]. Ближе всего они к базальтоидам плато Кергелен. Таким образом, стратиграфическую последовательность Харбейско-Марункеусской структуры от нижнего протерозоя до венда [9] следует рассматривать в качестве надвиговой аккреционной структуры тиманид позднерифейско-вендского возраста, переработанную в дальнейшем в ходе уральской коллизии. Таким образом, стратиграфическая колонка Харбейской структуры Полярного Урала скорее представляет собой латеральный ряд разновозрастных формаций разных внутриокеанических структур, тектонически совмещенных в ходе тиманской аккреции, а не вертикальную последовательность геологических событий [10]. Можно предположить, что Сядинская островная дуга является метаморфизованной частью Енганепэльской дуги, а так же, что слабометаморфизованная главная часть Харбейского океанического плато составляет Большеземельский блок фундамента ТПП.

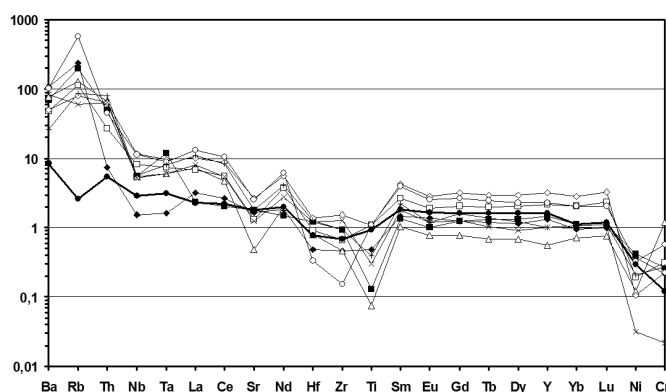


Рис. 3. Спайдер-диаграмма амфиболитов центральной части Харбейской структуры

Коллизионные гранитоиды в фундаменте ТПП появляются в интервале 567–551 млн. лет. Возраст завершения тиманской аккреционной коллизии может быть оценен по возрасту гранитоидов Харбейской структуры, большинство датировок которых в среднем дает интервал 535–538 млн. лет [11]. Таким образом, история формирования фундамента ТПП представляется как процесс аккреции энсиматической островодужной системы типа современного Филиппинского или Южно-Фиджийского морей с рядом отмерших дуг и задуговых бассейнов при участии океанического плато на раннем (670 млн. лет) этапе формирования этой системы с пассивной окраиной ВЕК, частично раздробленной в ходе рифтогенеза. Дальнейшая история региона началась практически сразу после аккреции, когда в позднем кембрии при продолжавшейся субдукции закладываются островные дуги и задуговые бассейны Уральского «палеоокеана». Уральский край ТПП подвергся рифтогенезу, дроблению и, в конечном итоге сформировалась пассивная окраина крупного задугового бассейн с фрагментами фундамента ТПП в качестве «банок» в структуре этой окраины (Дзела, Харбей, Марункеу, Енга-непэ, ЦУП, возможно – докембрий Пай-Хоя).

### Литература

1. Gee D.G., Beliakova L., Pease V., Larionov A., Dovzikova E. New single zircon (Pb-evaporation) ages from Vendian intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica/ICAM III. Polarforschung: 1998. 68: P. 161–170 (erschienen 2000).
2. Pease V., Dovzikova E., Beliakova L., Gee D.G. Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement to, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath EN Baltica // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica Geological Society, London, Memoir No. 30, 2004. Pp. 75–85.
3. Андреев В.Л., Соболева А.А., Довжикова Е.Г., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Кобл М.А. Возраст гранитоидного магматизма Ижемской зоны Печорской синеклизы: первые U-Pb данные. // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. С. 101–103.
4. Довжикова Е.Г., Ремизов Д.Н., Пиус В.Л. Геодинамическая позиция магматических пород фундамента Тимано-Печорской плиты в свете новых данных // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. Т. IV. С. 49–52.
5. Dovzikova E., Pease V., Remizov D. Neoproterozoic island arc magmatism beneath the Pechora Basin, NW Russia // Swedish Geological Society (GFF), 126, 2004. Pp. 353–362.
6. Khain, E.V., Bibikova, E.V., Salnikova, E.B., Kröner, A., Gibsher, A.S., Didenko, A.N., Degtyarev, K.E. & Fedotova, A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions. – Precambrian Research, 122, 2003, pp.329–358.
7. Remizov D. & Pease V. The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoir No. 30, 2004, pp. 107–123.
8. Костюченко С.Л., Морозов А.Ф., Кременецкий А.А. Тиман-Урало-Пайхойская коллизионная область: строение, эволюция, геодинамика. Результаты комплексных геолого-геофизических исследований. М., Геокарт-ГЕОС, 2012, 210 с.
9. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Второе издание. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка / Под редакцией А.П. Казака. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 248 с.
10. Ремизов Д.Н. Петрологические основы региональной геологии (на примере Полярного Урала) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. СПб, 2012. Т. 2. С. 175–177.
11. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, А.И. Мельгунов. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с. + приложения на CD.
12. McDonough W. F., Sun S. The composition of the Earth // Chem.Geol. 1995. V. 120. p. 223–253.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ПРИБРЕЖНОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС)

Рябова Е.А.

Институт тектоники и геофизики им. Косыгина Ю.А. ДВО РАН, г. Хабаровск, bitterdrumsh@gmail.com

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс образует пологую, наклоненную к Японскому морю моноклинали. В водораздельной части хр. Сихотэ-Алинь обнажаются породы основания вулканогенного чехла и разрозненные вулканотектонические депрессии кальдерного типа. В прибрежной зоне пояса обнажены преимущественно верхи разреза, здесь же сосредоточены наиболее поздние гранитоиды (рис. 1), выделенные в Прибрежный магматический комплекс позднемелового – палеогенового возраста [1].



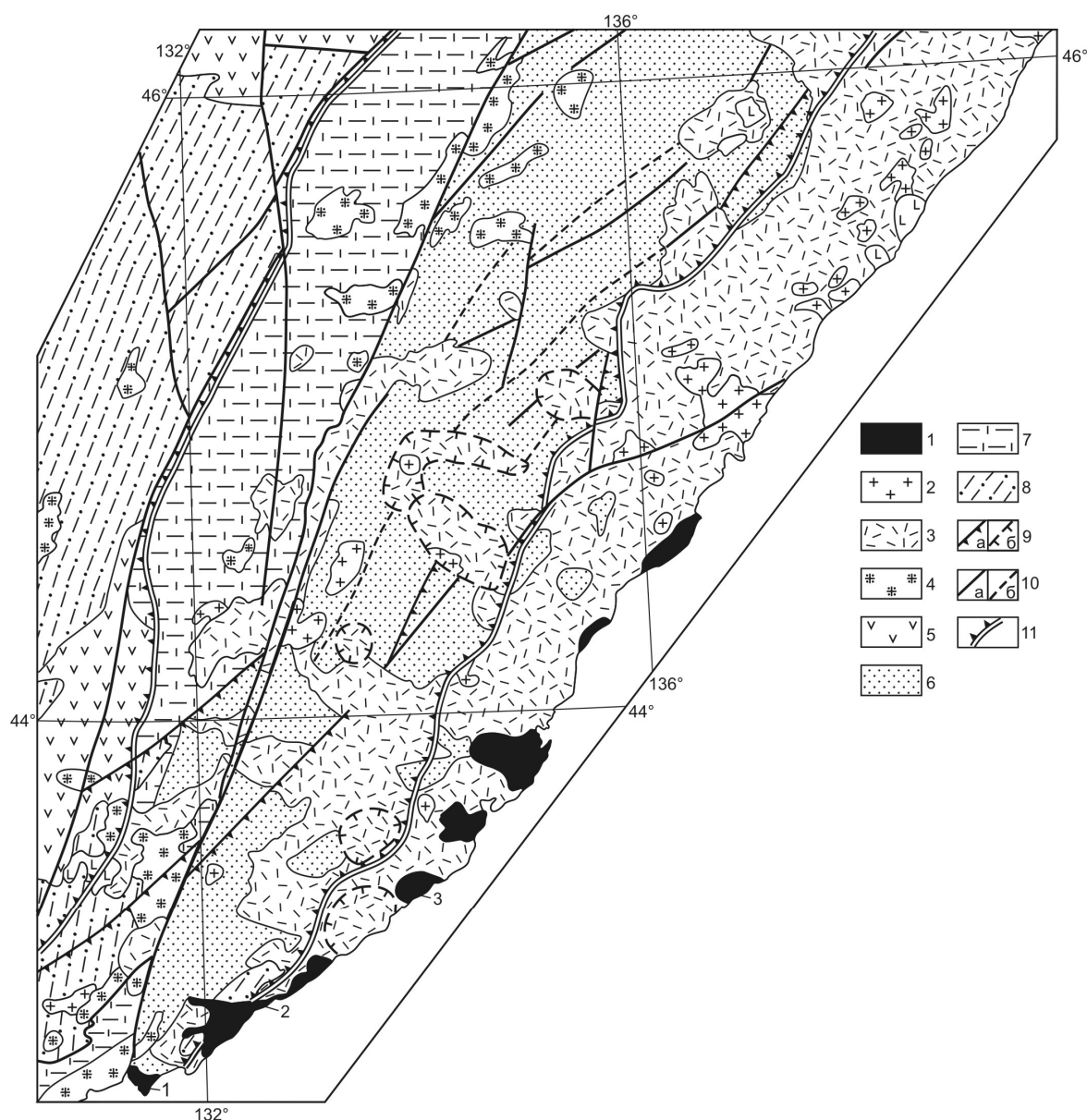


Рис. 1. Тектоническая карта Приморья (использована тектоническая карта [6], с авторскими добавлениями и упрощениями.

1–граниты прибрежного комплекса (поздний мел-палеоген): 1–3 массивы: Заповедный (1), Валентиновский (2), Евстафьевский (3); 2–гранитоиды позднемеловые; 3–вулканогенные образования – поздний сеноман-палеогеновые (Сихотэ-Алинский пояс); 4–гранитоиды альб-сеноманского возраста; 5–вулканические толщи альб-сеноманского возраста; 6–нижнемеловой терригенный комплекс; 7–раннемезозойские терригенные, в основании кремнистые отложения центрального Сихотэ-Алиня; 8 –Ханкайский срединный массив; 9–надвиги установленные (а) и предполагаемые (б); 10–разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 11–границы распространения магнетитовой и ильменитовой серий магматических пород.

В пределах пояса выявлена продольная геохимическая зональность. Внутренняя (прибрежная) полоса пояса образована породами магнетитовой серии, а внешняя – породами ильменитовой серии [3]. Геохимическая зональность находит отражение в геофизических полях. Окисленным породам магнетитовой серии соответствуют повышенные значения магнитного и гравитационного полей, а восстановленным породам ильменитовой серии – минимум поля силы тяжести и низкие значения магнитного поля, при этом отмечается хорошая пространственная совместимость геохимических и геофизических полей (рис. 2). Границе магнетитовой и ильменитовой серий примерно отвечает градиентная зона силы тяжести.

Наметившаяся преимущественная связь магнетитовой серии с кристаллическими породами, а ильменитовой – с осадочными, дала основание ряду исследователей связать различную окисленность пород с насыщенностью осадочных пород внешней зоны углеродом. В то же время выяснилось, что петрографически однотипные породы могут быть как магнитными, так и не магнитными.

Гетерогенность магнитных свойств была установлена в Валентиновском массиве, непосредственно примыкающем к границе пород магнетитовой и ильменитовой серий [1].

Более того, оказалось, что в Калифорнии отдельные батолиты, например, Ла Посто, Сьерра Сан Педро Мартин и ряд других массивов пересекаются границей, разделяющей породы магнетитовой и ильменитовой серий. Отмеченные факты, по мнению [5], ставят неразрешимую проблему в интерпретации магнетит-ильменитовой границы. Во всяком случае, попытки связать возникновение магнитных и немагнитных пород с составом субстрата вызывают большие сомнения.

Карты окислительных условий формирования окраинно-континентальных мезозойско-кайнозойских вулканических поясов строились на основе усредненных значений магнитной восприимчивости [4] или с использованием коэффициента окисленности железа в породах [2]. В том и другом случае использовались усредненные данные для планшетов 1:100000. Граница магнетитовой и ильменитовой серий при таких построениях оказывалась достаточно размытой.

Для получения наиболее адекватной картины автором были проведены специальные геохимические исследования гранитоидов в зоне перехода от магнетитовой серии к ильменитовой. В результате были изучены окислительные условия формирования Заповедного, Валентиновского и Евстафьевского массивов (Прибрежный комплекс), находящихся непосредственно в зоне влияния региональной границы магнетитовой и ильменитовой серий.

Для решения поставленной задачи были проанализированы количество магнитной фракции в пробах (использовалась навеска порошка фракции размером 0,25–0,5 мм.), магнитная восприимчивость в образцах и содержание суммарного железа в биотите (табл. 1). На рис. 3 хорошо видна корреляция этих параметров.

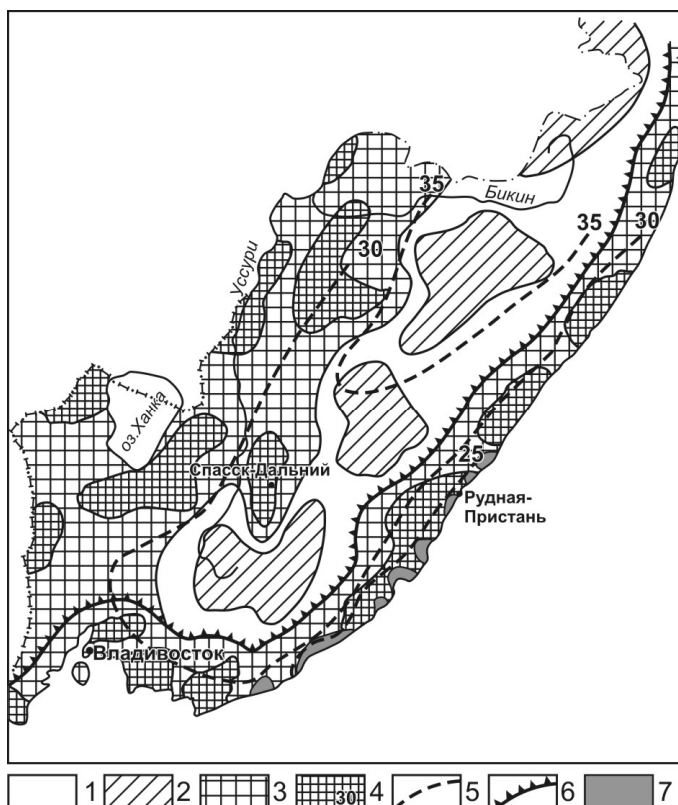


Рис. 2. Схема гравитационного поля Приморья [1].

Гравитационные аномалии минимальные (2), пониженные и низкие (1), повышенные и высокие (3), максимальные (4); изолинии мощности земной коры по данным гравиразведки (5); зона интенсивного градиента силы тяжести (6); гранитоиды Прибрежного комплекса (7)

№	Место взятия пробы	Название породы	Вес магн. фр.	ΣFe (биотит)	Маг. восп. (si)
01	Валентиновский массив (м. Туманный)	м/з гранодиорит	0,4132	20,17	6,55
02	Валентиновский массив (м. Туманный)	кр/з гранит	0,3339	24,63	3,34
03	Валентиновский массив (м. Туманный)	кр/з гранит	0,7488	24,37	6,48
04	Валентиновский массив (б. Тачингоуза)	кр/з гранит	1,2308	—	6,02
05	Валентиновский массив (б. Тачингоуза)	кр/з гранит	1,135	21,8	5,62
06	Валентиновский массив (б. Тачингоуза)	кр/з гранит	1,3414	—	6,39
07	Валентиновский массив (б. Тачингоуза)	кр/з гранит	0,3669	29,54	3,6
08	Валентиновский массив (б. Кит – юж. точка)	кр/з гранит	0,3795	31,82	4,03
09	Валентиновский массив (б. Кит – сев. точка)	кр/з гранит	0,6247	36,3	3,43
10	Валентиновский массив (б. Кит – сев. точка)	кр/з гранит	0,2572	24,52	1,11
14	Валентиновский массив	кр/з гранит	0,3048	—	0,37
15	Валентиновский массив	кр/з гранит	0,1822	24,17	2,83
16	сев. фланг б. Евстафия	кр/з гранит с редкими мелкими ксенолитами	2,2227	23,32	8,11
16-1	сев. фланг б. Евстафия	м/з апплитовидный гранит	0,7719	21,03	2,9
17	сев. фланг б. Евстафия	кр/з гранит с ксенолитами м/з диорита	1,0401	19,93	22,3
17-1	сев. фланг б. Евстафия	м/з диорит (ксенолит)	3,0264	18,29	—
17-2	сев. фланг б. Евстафия	м/з диорит (дайка)	1,5944	17,42	—
18	сев. фланг б. Евстафия	кр/з гранит со ср/з полосами диоритового состава	2,333	17,28	9,53
19	сев. фланг б. Евстафия	кр/з гранит	1,7119	14,87	12
20	сев. фланг б. Евстафия	кр/з гранит роговообманково-биотитовый	1,3092	14,45	9,45
21	сев. фланг б. Киевка	кр/з слабопорфировидный гранит	0,0029	23,07	0,01
22	сев. фланг б. Киевка	порфировидный гранодиорит с редкими ксенолитами микродиоритов	0,0125	27,24	0,03

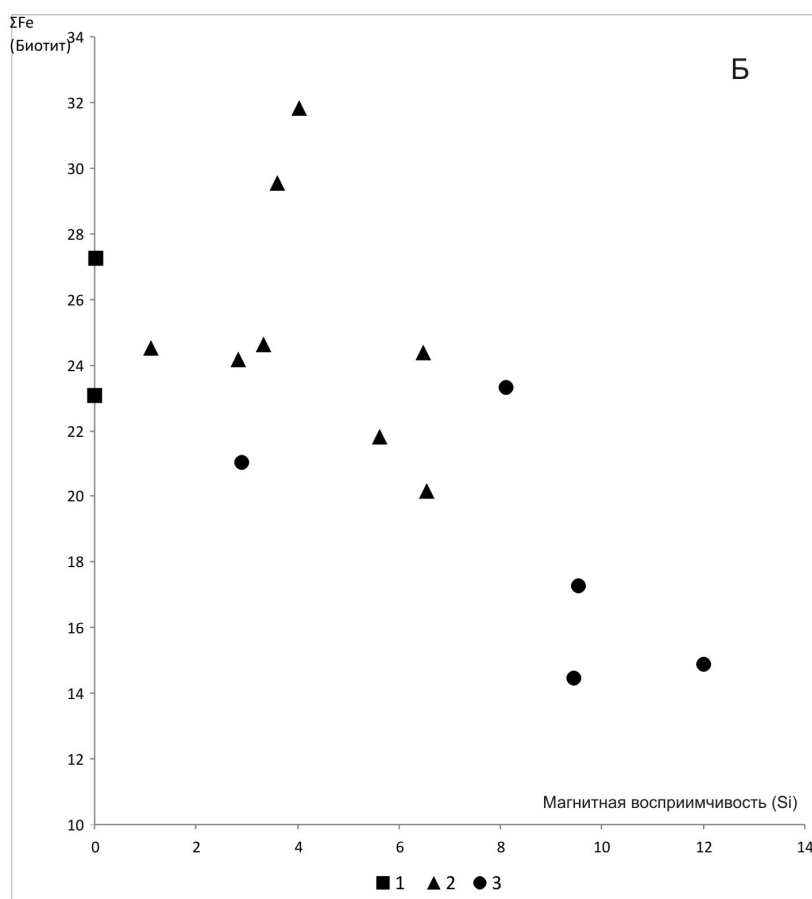
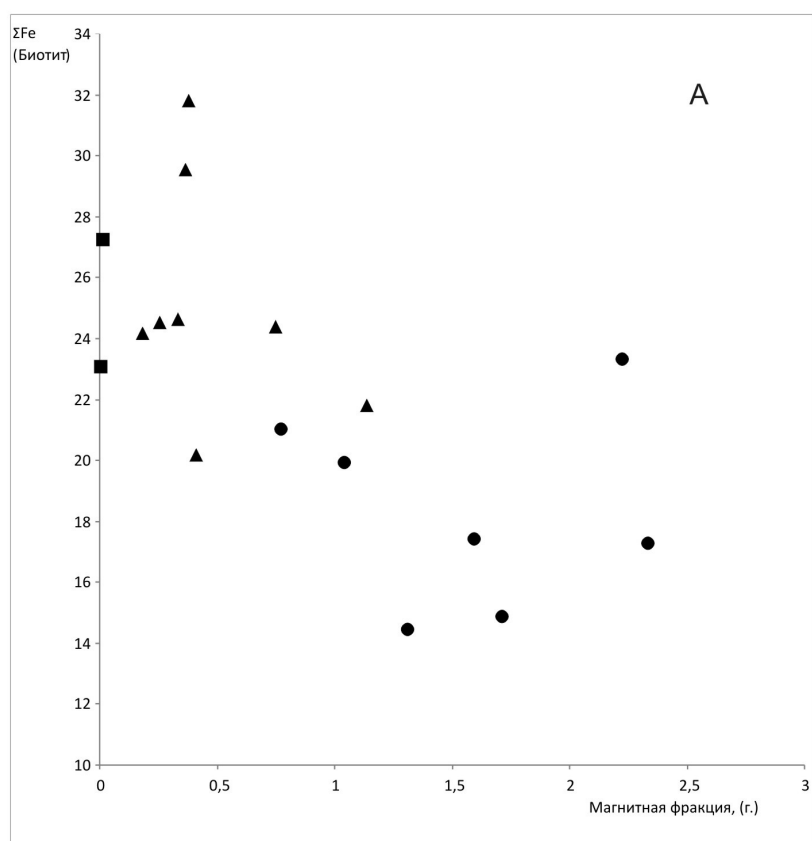


Рис. 3. Соотношение железа в биотите: с количеством магнитной фракции (А) и с величиной магнитной восприимчивости пород (Б).

Гранитоидные массивы: 1 – Заповедный; 2 – Валентиновский; 3 – Евстафьевский

Гранитоиды Заповедного интрузива, расположенного за границей пород магнетитовой серии, выделяются полным отсутствием магнитной фракции, низкой магнитной восприимчивостью и высокой железистостью биотита – по этим характеристикам Заповедный массив является типичным представителем ильменитовой серии. Составы Валентиновского и Евстафьевского массивов образуют четкий тренд характеризующийся направленным изменением составов от магнетитовой серии к породам ильменитовой серии. Наиболее окисленными оказались породы Евстафьевского массива. В Валентиновском массиве, вытянутом вдоль побережья на 15 км. под острым углом к границе пород магнетитовой и ильменитовой серий, наблюдается спектр геохимических признаков с вариациями от слабо окисленных к слабо восстановленным породам.

Приведенные данные – свидетельство окислительных процессов, произошедших за счет флюидов из глубинных источников, контролируемых структурами на границе континента и океана.

#### Литература

1. Валуи Г.А. Полевые шпаты и условия их кристаллизации гранитоидов (Прибрежная зона Приморья). М.: Наука, 1979. 145 с.
2. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука. 1994. 207 с.
3. Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы континентальной части Востока Азии и их зональность// Тихоокеан. Геология. 2003. Т. 22. № 3. С 28–47.
4. Романовский Н.П. Петрофизика гранитных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 190 с.
5. Gastil G. The boundary between the magnetite-series and ilmenite-series granitic rock in peninsular California// Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and Southern and Baja California. Tokyo, 1990. P. 91–100.
6. Tectonic map of the Central Asian – Pacific Belts Junction Area/ Scale 1: 1500000. Khabarovsk – Shenyang. 2001.

## РОЛЬ РЕОМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОБРАЗОВАНИИ ДУНИТОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Савельев Д.Е.

*Институт геологии УНЦ РАН (г.Уфа)*

Происхождение дунитовых тел среди перидотитов офиолитовых комплексов – одна из наиболее важных проблем петрологии мантийных ультрамафитов, имеющая определяющее значение для понимания механизмов образования месторождений хрома, которые в офиолитах всегда приурочены к дунитам. На протяжении долгого времени ультраосновные породы офиолитовых комплексов рассматривались как дифференциаты магматического расплава [5, 6, 18, 32 и др.], при обсуждении механизмов их образования обычно проводились параллели с расслоенными интрузиями платформенного типа. Резкие структурные и вещественные отличия между ними объяснялись лишь спецификой геодинамических условий становления [9, 24, 32 и др.]. Однако некоторые важные особенности строения офиолитовых ультрамафитов, в частности, большая мобильность наиболее тугоплавкой дунитовой минеральной ассоциации (оливин + хромит) по сравнению с перидотитами, привели к кризису магматической гипотезы. По этой причине появились альтернативные модели – метасоматическая [3, 7, 8, 10 и др.], латераль-секреционная [20], реакционно-магматическая [2, 26, 34 и др.], а также различные комбинированные варианты магматической гипотезы, включая механизмы смещения магм [27–29 и др.].

Все упомянутые выше гипотезы объединяет взгляд на мантийные ультрамафиты как преимущественно пассивную субстанцию, которая преобразуется главным образом геохимически при проработке ее расплавами и/или флюидами. Вместе с тем, многочисленными структурно-петрологическими исследованиями показано, что мантийные ультрамафиты представляют собой типичные высокотемпературные тектониты, современный облик которых предопределен интенсивной пластической деформацией [21–23, 30 и др.]. Кроме того, данные по анизотропии скорости сейсмических волн на мантийных глубинах приводят к выводу о наличии здесь потоков кристаллического вещества. Эти наблюдения предполагают, что структурно-вещественные особенности ультрамафитов, представляющие палеомантию, также были сформированы при вязко-пластическом подъеме внутри одного из таких потоков. Данный подход к решению проблемы происхождения офиолитовых ультрамафитов развивается в работах автора [11, 13–16 и др.] и некоторых других отечественных исследователей [1, 17, 21].

Ключевым вопросом для понимания механизмов дифференциации минерального вещества мантийных ультрамафитов является поведение в условиях высокотемпературных деформаций двух главных минералов верхней мантии – оливина и ортопироксена. В обширной литературе, посвященной петрологии мантийных

пород, данный вопрос разработан недостаточно полно. Вместе с тем, указания на то, что ортопироксен проявляет большую реологическую «силу» по сравнению с оливином, можно найти в работах [23, 25, 30], а также в публикациях автора [11, 12, 13, 15 и др.]. Кроме многочисленных свидетельств большей «податливости» оливина по сравнению с ортопироксеном, которая запечатлена в структурах и текстурах мантийных ультрамафитов, имеются и экспериментальные подтверждения. В частности, исследование флюидных включений в минералах из ксенолитов в базальтах и кимберлитах показывает устойчивое уменьшение внутреннего давления во включениях в порядке хромшпинелид  $\geq$  ортопироксен  $\approx$  клинопироксен  $\gg$  оливин, что указывает на неодинаковую величину разгерметизации включений на пути к поверхности [31 и др.]. Было предположено, что наибольшее уменьшение флюидного давления должно наблюдаться в наиболее «податливом» минерале, а наименьшее – в наиболее «жестком». В работе [33] описаны исследования относительной «силы» мантийных минералов по ширине пиков рентгеновской дифракции как функции давления, температуры и времени. Полученные результаты подтвердили выводы, сделанные ранее по измерению давления во флюидных включениях и позволили заключить, что оливин является наиболее «слабым» из рассмотренных мантийных минералов.

Упомянутые выше факты, включающие как структурные данные от образцов природных ультрамафитов, так и экспериментальные результаты, говорят о том, что условие резкого контраста в механическом поведении оливина и ортопироксена в режиме давлений и температур верхней мантии выполняется. В этом случае образование дунитов внутри перидотитового субстрата может происходить механическим путем [15, 16], что отражено в постепенном увеличении мощности мономинеральных прослоев поликристаллического оливина. Пироксены, препятствующие пластическому течению, мигрируют из центральных частей пластического потока к краям. Наряду с постепенными переходами от перидотитов к дунитам, часто отмечаются резкие, когда на контакте с дунитовым телом перидотиты содержат до 30% пироксенов. Оба типа соотношений хорошо объясняются реоморфической моделью [15, 16], напротив, резкий переход от перидотитов к дунитам противоречит постепенному реакционному механизму образования дунитов.

Неоднородная деформация породообразующих минералов ультрамафитов фиксируется повсеместно петрографическими и петроструктурными методами. Во всех разновидностях пород мантийной части офиолитовых комплексов отмечается развитие деформационных структур и предпочтительной оптической ориентировки оливина, что говорит о кристаллизации пород в условиях пластической деформации. При этом наиболее мобильной минеральной ассоциацией комплексов является хромитит – оливиновая (дунитовая), что противоречит магматическому внедрению, но находится в полном соответствии с реоморфической моделью.

Факты образования новых зерен хромшпинелидов при обособлении мономинерального поликристаллического дунита в зонах пластического течения были недавно представлены в работе [12]. Начальные стадии сегрегации проявляются в образовании нитевидных выделений вдоль границ пластически деформированных зерен оливина, которые в дальнейшем сливаются, формируя кристаллографически ограниченные кристаллы. Выявленные в природных образцах структуры по генезису представляют собой аналоги таковых, образующихся в условиях динамического старения металлов, и обусловлены реоморфической сегрегацией примесей (например, [4, 19]). Сегрегация более твердой фазы (хромита) в поликристаллическом оливине способствует расслоению материала со все большим разделением его на высоко-пластичные существенно оливиновые слои и более прочные слои, обогащенные сегрегациями хромита.

Таким образом, фактический материал по структурным особенностям, петрографическому и минералогическому составу ультрамафитовых комплексов офиолитов не подтверждает широко распространенных концепций их магматического и/или реакционного происхождения. Породы и руды имеют максимальное количество признаков, свидетельствующих о формировании их в ходе пластического течения мантийного вещества, которое, вероятно, и явилось причиной дифференциации материала в твердом состоянии.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ «р\_поволжье\_а №14-05-97001»*

## Литература

1. Алимов В.Ю. Механизм дифференциации вещества при сдвиговых деформациях зернистых сред (в приложении к хромитообразованию) // Ежегодник-93. Свердловск, 1994. С. 64–65.
2. Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика, 2009, Т.50, № 9. С. 992–1012.
3. Варлаков А.С. Генезис хромитового оруденения в альпийских гипербазитах Урала // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978а. С. 63–82.
4. Горелик С.С. Рекристаллизация металлов и сплавов. М.: Металлургия, 1978. 568 с.

5. Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.
6. Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитовосность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале / Хромиты СССР, Т. 2, М. - Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 5–199.
7. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
8. Москалёва С.В. Гипербазиты и их хромитовосность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
9. Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука. 1973. 199 с.
10. Савельев А.А. Хромиты Войкаро-Сыньинского массива // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. с. 63–77.
11. Савельев Д.Е. О реоморфической дифференциации вещества ультрамафитов (на примере месторождения № 33, Средний Крак) / Геологический сборник № 10, Уфа, ИГ УНЦ РАН, 2013. с. 241–256.
12. Савельев Д.Е. К вопросу о происхождении пойкилитовых включений оливина в хромшпинелидах из офиолитовых дунитов / Геологический сборник №11. Уфа: ДизайнПресс, 2014. с. 134–146.
13. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
14. Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначев В.И., Романовская М.А., Бажин Е.А. Эволюция процессов хромитообразования в альпинотипных гипербазах // Бюллетень Московского общества испытателей природы, 2011, Т. 86, № 1. С. 31–40.
15. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромитов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы, 2011, №5. с.35–42
16. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах // Вестник Пермского университета. Серия «Геология», 2014, №4. с. 22–41.
17. Селиванов Р.А. Условия локализации хромового оруденения в ультрамафитовых массивах Рай-Из и Войкаро-Сыньинский. Диссертация ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2011. 166 с.
18. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения / Труды / ИГН АН СССР; Вып. 97; Сер. рудн. м-ний; № 12. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 128 с.
19. Хоникомб Р. Пластическая деформация металлов. М.: Мир, 1972. 408 с.
20. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. 310 с.
21. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитовосного массива в Западном Саяне // Геотектоника, 2013, № 4. с.31–46.
22. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.
23. Carter N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Phys. 1976, Vol.14, № 3, P. 301–360.
24. Greenbaum D. The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus // Econ.Geol., 1977, V. 72. P. 1175–1194.
25. Hirth G., Kohlstedt D.L. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extration and the evolution of the lithosphere // Earth and Planet Sci. Lett., 1996, V. 144. P. 93–108.
26. Kelemen P. B., Shimizu N., Salters V. J. M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature, 1995, V. 375. p. 747–753.
27. Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: a genetic model // J. Petrology, 1982, V. 23, № 1. P. 103–125.
28. Leblanc M., Ceuleneer G. Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite // Litos, 1992, V. 27. P. 231–257.
29. Matveev S. Ballhaus C. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits / Earth and Planetary Science Letters, 2002, Elsevier, 203. C. 235–243
30. Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // Tectonophysics, 1971, V. 12: P. 55–86.
31. Schwab R.G., Freisleben B. Fluid CO<sub>2</sub> inclusions in olivine and pyroxene and their behaviour under high pressure and temperature conditions, Bull Mineral., 1988, V. 111. P. 297–306.
32. Thayer T.P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. // Econ. Geol., 1964, V. 59. p. 1497–1524.
33. Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals // Phys Chem Minerals, 2008, V.35. P. 249–257.
34. Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle // J. Petrology, 1996, V. 37, N. 1. P. 3–21.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ КРИВБАССА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Самборская И.А.<sup>1</sup>, Артеменко Г.В.<sup>1</sup>, Мартынюк А.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАН Украины, regul@igmof.gov.ua

<sup>2</sup> Криворожская КГП, КП "Южукргеология", г. Кривой Рог, pravobereg@rambler.ru

**Введение.** Вопрос о возрасте метабазитовой толщи Кривбасса и ее соотношении с зеленокаменными структурами (ЗС) Среднеприднепровского мегаблока рассматривался многими исследователями, но до настоящего времени эта проблема окончательно не решена. Одни исследователи разделяют метабазитовую толщу Кривбасса на вулканогенные породы конкской серии и более молодые метавулканисты новокриворожской свиты, а другие – объединяют их в один литолого-формационный комплекс конкской серии.

**Целью работы** является сравнительное петрогеохимическое изучение метабазитов и метакоматиитов пород Восточно-Анновской полосы и Саксаганского района Кривбасса и определение возможных геодинамических обстановок их формирования.

**Результаты исследований.** Нами выполнены геохимические исследования метабазитов и метакоматиитов Восточно-Анновской полосы (скв. 20520, 20873, 24194) и Саксаганского района (участки шахта Ленина (скв. 17814) и шахта Родина).

В Восточно-Анновской полосе изучены метаморфизованные перидотитовые и базальтовые коматииты и высокожелезистые толеитовые базальты (рис. 1, 2).

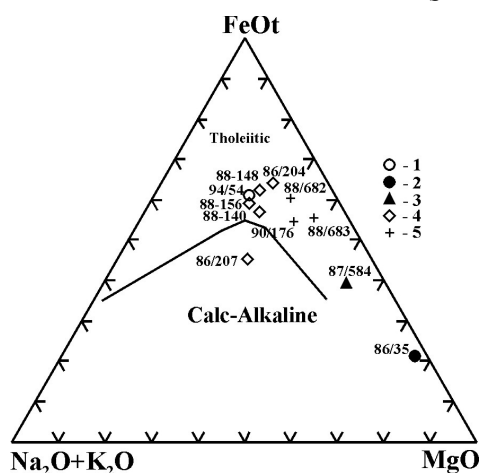


Рис. 1. Диаграмма АФМ для метабазальта (1), перидотитового (2) и базальтового (3) метакоматиитов Восточно-Анновской полосы, метабазальтов Саксаганской синклинали (4) и метабазальтов Высокопольской ЗС (5)

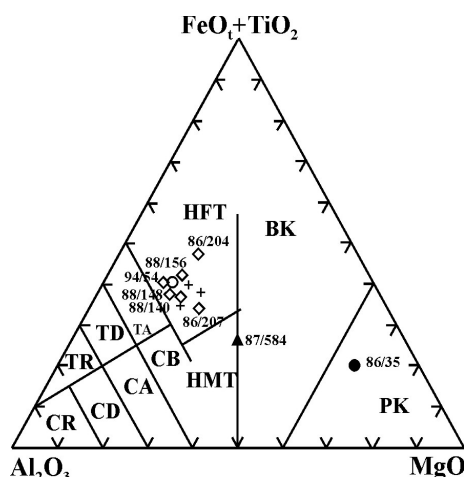


Рис. 2. Диаграмма  $MgO - (FeOt+TiO_2) - Al_2O_3$  (Jensen, 1976) для амфиболитов Кривбасса и метабазальтов Высокопольской ЗС.

Условные обозначения на рис. 1. Поля: BK – базальтовые коматииты; PK – пикриты; HFT – высокожелезистые толеиты.

**Перидотитовый метакоматиит** (скв. 20520, обр. 86/35, рис. 1, 2) сложен актинолитом ( $SiO_2 - 45,66-48,59$ ;  $TiO_2 - 0,36-0,39$ ;  $Al_2O_3 - 5,29-8,14$ ;  $MgO - 24,67-25,71$ ;  $CaO - 5,75$ ;  $Na_2O - 0,01$ ;  $K_2O - 0,22-0,3$ ,  $mg = 75,54$  %,  $Cr - 1890$ ;  $Co - 87,6$ ;  $Ni - 1350$ ,  $\Sigma PЗЭ = 20,97$  ppm). Он обогащен легкими ПЗЭ –  $(La/Sm)_N = 2,53$ ;  $(Yb/Gd)_N = 0,75$ ;  $(La/Yb)_N = 3,32$  (рис. 3). Низкая величина  $(Nb/La)_N = 0,42$  является, вероятно, результатом их метаморфизма.

**Базальтовый метакоматиит** (скв. 20873, обр. 87/584) состоит из актинолита и рудного минерала (1%), среднезернистый, структура гранобластовая. По хим. составу ( $SiO_2 - 49,34-51,92$ ;  $TiO_2 - 0,43-0,69$ ;  $Al_2O_3 - 7,83-14,88$ ;  $MgO - 10,73-13,92$ ;  $CaO - 8,68$ ;  $Na_2O - 0,6-1,66$ ;  $K_2O - 0,05-0,41$  %) порода низкоглиноземистая,  $k_f - 44,69$  %. Она имеет высокие содержания  $Cr$  (504) и  $Ni$  (188 ppm). Распределение ПЗЭ на графике дифференцированное –  $(La/Yb)_N = 5,49$ ;  $(La/Sm)_N = 3,45$ ,  $(Yb/Gd)_N = 0,84$  (рис. 3).

**Высокожелезистый амфиболит** (метабазальт, скв. 24194, обр. 94-54) стоит из амфибола актинолит-тремолитового ряда (45%), кварца (35%), плагиоклаза (10%), биотита (10%) и ед. зерен рудного минерала. Порода среднезернистая, структура ее лепидогранобластовая. По хим. составу ( $SiO_2 - 50,87$ ;  $TiO_2 - 1,43$ ;  $Al_2O_3 - 14,81$ ;  $Fe_2O_3 - 2,92$ ;  $FeO - 9,99$ ;  $MgO - 5,05$ ;  $CaO - 8,54$ ;  $Na_2O - 2,49$ ;  $K_2O - 0,86$  %) – это основная порода нормальной щелочности (рис. 1),  $k_f = 72$  %, умеренноглиноземистая. Распределение ее ПЗЭ на графике дифференцированное –  $(La/Yb)_N = 5,37$ .  $\Sigma PЗЭ = 109,56$  ppm (рис. 3).

**Саксаганский район. Участок шахта Ленина.** Скв. 17814, пройденная из горизонта 1200 м, пересекала кварциты и сланцы саксаганской и скелеватской свит и в интервале 465,2–601,0 м и вскрыла амфиболиты (метабазиты, обр. 88-140, 88-148, 88-156). Они неравномернозернистые, структура их лепидогранобластовая. Состоят из амфибола (80 %) актинолит-тремолитового ряда и роговой обманки, кварца (10–15%), рудного минерала (1–5 %), биотита (ед. зерна – 5 %) и плагиоклаза основного состава (ед. зерна). По хим. составу ( $\text{SiO}_2$  – 51,1–54,2;  $\text{TiO}_2$  – 1,04–1,34;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12,8–14,38;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 1–3,04;  $\text{FeO}$  – 10,1–10,9;  $\text{MgO}$  – 4,3–4,9;  $\text{CaO}$  – 7,4–8,3;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,3–2,9;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,6–0,94 %) – это умеренно- и низкоглиноземистые, высокожелезистые породы ( $\kappa_{\text{ф}}$  = 65,2–75,4 %, рис. 2) толеитовой серии. Распределение их РЗЭ дифференцированное –  $(\text{Ce/Yb})_{\text{N}}$  = 1,7–3,5;  $(\text{Yb/Gd})_{\text{N}}$  = 0,8 (рис. 4).

**Участок шахта Родина** (гор. 1240 м). Амфиболиты (обр. 86–204, 86–207) крупнозернистые, структура их гранобластовая. Состоят из амфибола (70–80) актинолит-тремолитового ряда и роговой обманки, кварца (5–15), биотита (5–10), рудного минерала (1–10) и плагиоклаза (2%). По хим. составу ( $\text{SiO}_2$  – 49,38–50,8;  $\text{TiO}_2$  – 0,47–1,91;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12,38–13,6;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,1–3,03;  $\text{FeO}$  – 11,52–12,6;  $\text{MgO}$  – 6,28–7,74;  $\text{CaO}$  – 6,37–8,42;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,85–5,14;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,75–2,18%,  $\kappa_{\text{ф}}$  = 60–71,34%) – это низкоглиноземистые и высокожелезистые основные породы (рис. 2). Измененный вторичными процессами обр. 86–207 на диаграмме AFM попал в поле пород известково-щелочной серии ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  = 8,32%; рис. 1). Графики распределения РЗЭ обр. 86–204 –  $(\text{La/Sm})_{\text{N}}$  = 1,72;  $(\text{Yb/Gd})_{\text{N}}$  = 0,86;  $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$  = 2,41;  $\Sigma$  РЗЭ = 81,9 ppm, и обр. 86–207 слабо дифференцированные –  $(\text{La/Sm})_{\text{N}}$  = 2,42;  $(\text{Yb/Gd})_{\text{N}}$  = 0,72;  $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$  = 4,25;  $\Sigma$  РЗЭ = 44,22 ppm (рис. 5).

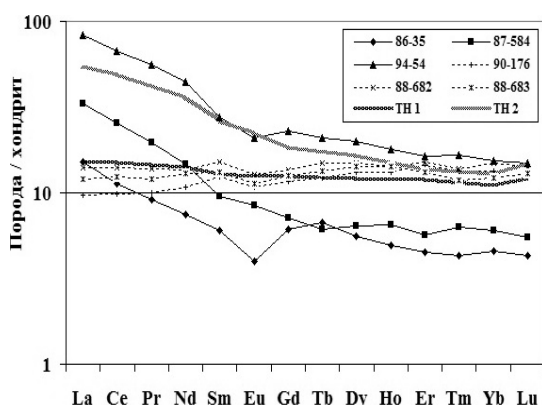


Рис. 3. Графики распределения РЗЭ метаморфизованных перидотитового (обр. 86–35) и базальтового (обр. 87–584) коматитов, высокожелезистого амфиболита (обр. 94–54) Восточно-Анновской полосы и метабазальтов (обр. 90–176, 88–682, 88–683) и перидотитового метакоматинита Высокопольской ЗС (обр. 90–231). На всех графиках распределения РЗЭ нормирование на хондрит C1 (Sun & McDonough, 1989). Содержания РЗЭ определены методом ICP-MS. ТН 1 и ТН 2 – архейские базальты зеленокаменных поясов [3]

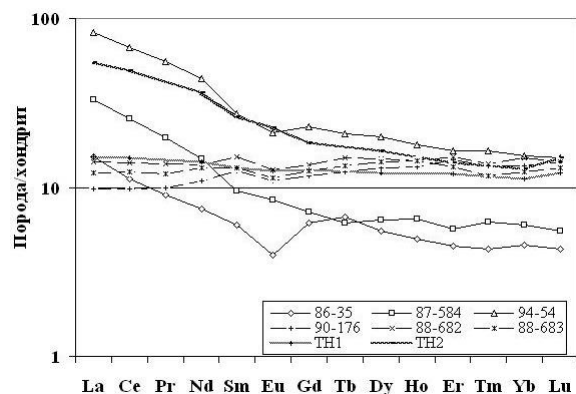


Рис. 5. Графики распределения РЗЭ амфиболитов участка шахта Родина (обр. 86–204, 86–207) и метабазальтов Высокопольской ЗС (обр. 90–176, 88–682, 88–683). Содержания РЗЭ определены методом ICP-MS

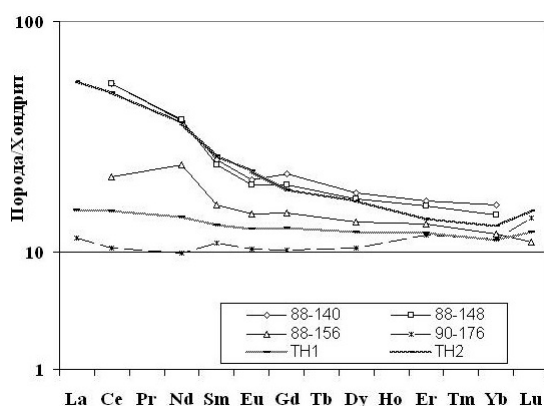


Рис. 4. Графики распределения РЗЭ амфиболитов участка шахта Ленина (обр. 88–140, 88–148, 88–156) и метабазальта Высокопольской ЗС (скв. 21122, обр. 90–176). Содержания РЗЭ определены методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1320 в лаборатории ИГМР НАН Украины

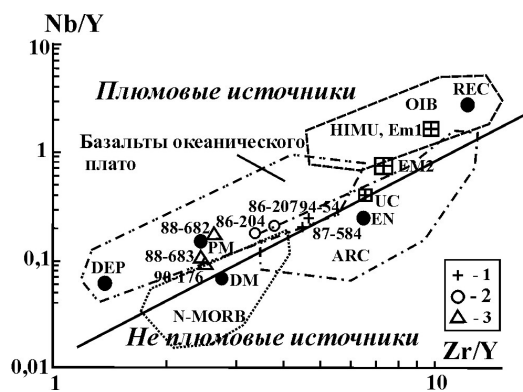


Рис. 6. Диаграмма  $\text{Zr/Y}$  –  $\text{Nb/Y}$  [4] для амфиболитов Восточно-Анновской полосы (1), Саксаганского района (2) и метабазальтов Высокопольской ЗС (3)



**Выводы.** Метабазитовая толща в Кривбассе имеет неоднородное строение. В Восточно-Анновской полосе она включает коматииты (перидотитовые и базальтовые) и высокожелезистые толеитовые базальты. По геохимическим особенностям перидотитовые метакоматииты Восточно-Анновской полосы сопоставимы с метакоматиитами Высокопольской ЗС (скв. 21113, гл. 209 м, обр. 90-231) [1], а высокожелезистые толеитовые базальты – с базальтами архейских зеленокаменных поясов типа ТН 2 [3]. Амфиболиты Саксаганского района – это метаморфизованные высокожелезистые толеитовые базальты типа ТН 2. Метабазиты Кривбасса отличаются от метабазальтов Высокопольской ЗС [2] меньшим содержанием MgO, CaO, литофильных (Rb, Sr, Ba) и большим – ЛРЗЭ и высокозарядных элементов (таблица). На диаграмме Zr/Y – Nb/Y их фигуративные точки попадают в поле базальтов океанического плато, что свидетельствует об образовании их расплавов из плюмового источника (Zr/Y = 3,35–5,12; рис. 6), но их точки лежат отдельно от метабазитов Высокопольской ЗС для которых (Zr/Y = 2,3–2,43).

Содержание высокозарядных элементов в метабазитах по данным ICP-MS.

Эл.-ты, ppm	Обр. 94/54, С. 24194, гл. 165,5 м	Обр. 86/204, ш. Родина	Об. 86/207, ш. Родина	Обр.90/176, с. 21122, гл. 217 м	Обр.88/682 с. 22325, гл. 262,5м	Обр.88/683, скв. 22325 гл. 468,5м,
	Восточно-Анновская полоса	Саксаганская синклиналь		Высокопольская ЗС (сурская свита)		
<b>Y</b>	26,40	33,10	13,40	20,60	22,40	20,00
<b>Nb</b>	6,08	5,57	3,06	2,02	2,39	2,20
<b>Ta</b>	0,73	0,39	0,22	0,14	0,17	0,15
<b>Zr</b>	126,00	111,00	51,40	48,90	54,40	45,90
<b>Hf</b>	3,25	3,20	1,71	1,27	1,53	1,58

В результате процессов амфиболизации, окварцевания и биотитизации в метабазитах и метакоматиитах Кривбасса наблюдается привнос SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Rb, легких РЗЭ и обеднение – MgO, CaO и тяжелыми РЗЭ. Метабазиты характеризуются небольшими по величине отрицательными значениями  $\Delta Nb$  (–0,02 ÷ –0,26), низкой величиной (Nb/La)<sub>N</sub> (0,25–0,49), что является, вероятно, результатом их метаморфизма и/или контаминацией первичных расплавов коровым материалом.

#### Литература

1. Артеменко Г.В., Самборская И.А. Геохимические отличия перидотитовых и пироксенитовых коматиитов зеленокаменных поясов Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков УЩ // Минерал. журн. 2009. Т 31. № 2. С. 13–19.
2. Артеменко Г.В., Самборская И.А., Демедюк В.В. Геохимическая характеристика метабазитов коматиит-базальтовой ассоциации зеленокаменных структур Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков УЩ // Минерал. журн. 2009. Т. 31. № 4. С. 60–69.
3. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
4. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОГРАФИИ, МЕТАЛЛОГЕНИИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧАДАРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Санько Л.А.<sup>1,2</sup>, Степанов А.Е.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», Екатеринбург, sla10@bk.ru, stepanov-58@bk.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, sla10@bk.ru, stepanov-58@bk.ru

Чадарский рудный район (Средний Урал) расположен между колчеданными месторождениями Красноуральской группы и месторождением им. III Интернационала и относится к восточному сегменту Тагильской мегазоны (Восточно-Тагильской аккреционной зоне Тагильского (Средне-Североуральского) аккреционного сегмента Уральского палеозойского орогена) [1, 2].

Район сложен вулканитами базальт-андезит-дацитовой серии, вмещающие тела порфировидных гранодиоритов, гранодиорит- и гранит-порфиров известково-щелочной серии неясной формационной и возрастной принадлежности. Структура района определяется динамометаморфизмом с крутым восточным падением расщепленных пород.

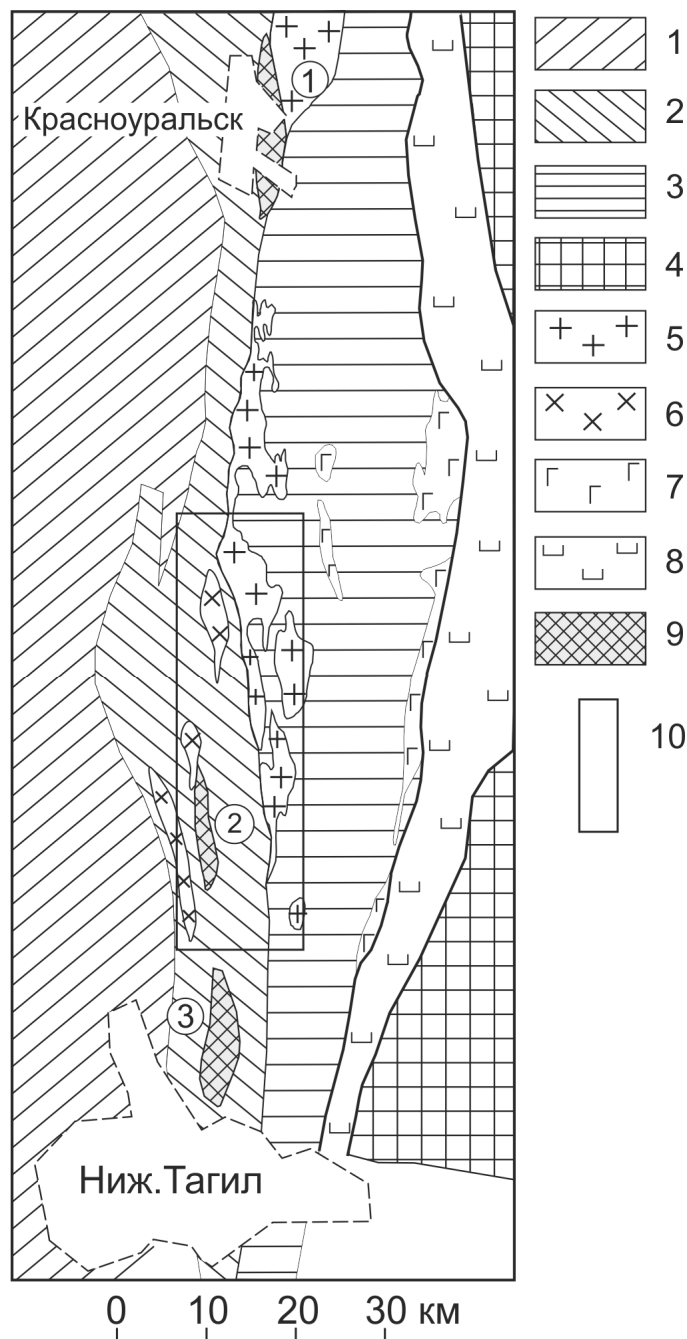
Ранее структурно-вещественные комплексы, слагающие Чадарский район выделялись в красноуральскую свиту верхнего ордовика – нижнего силура для вулканитов и левинский габбро-тоналит-плагиигранитовый комплекс раннего силура для интрузивных и гипабиссальных образований, отражая стадию зрелой островной дуги.

Район характеризуется крайне плохой обнаженностью и широким развитием кор выветривания. В 50-х годах прошлого века в пределах рассматриваемого участка были выявлены проявления медно-цинковых руд Чадарской группы, приуроченные к толще непрерывно дифференцированных вулканитов. В последующие годы район практически не изучался. Выполненный нами (ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция») в 2013–2014 гг. комплекс опережающих работ (магнито-, элетроразведочные геофизические работы, картировочное бурение, литогеохимическое опробование) позволил не только внести существенные уточнения в геологическую основу, но и сформировать необходимые поисковые критерии.

По новейшим данным, полученным в ходе поисково-картировочных работ, строение Чадарского района представляется более сложным. Устанавливается двучленное строение с выделением западной Красноуральской палеоостроводужной подзоны и восточной Краснотуринской, представляющей собой фрагмент активной палеоконтинентальной окраины (рис.).

Красноуральская подзона представлена базальт-андезит-дацитовый серией верхнего ордовика – нижнего силура с преобладанием в разрезе натриевых толеитовых базальтов и кислых разностей (андезидацитов, дацитов) эффузивной и пирокластической фаций. Вмещает малые интрузии тоналитов и плагиигранитов габбро-тоналит-плагиигранитовой серии раннего силура. Образования Красноуральской подзоны по своим фациальным и петрохимическим особенностям практически не отличаются от структурно-вещественных комплексов западного сектора Тагильской мегазоны, представляя собой образования зрелой островной дуги.

Краснотуринская подзона, имеющая с комплексами Красноуральской подзоны тектонический контакт по системе сдвига-взбросов восточного падения, сложена образованиями базальт-андезит-дацитовый серии нижнего девона с существенно андезитовидным разрезом с преобладанием андезитов, андезидацитов и дацитов известково-щелочной серии. Вулканогенные образования вмещают мелкие и средние интрузии калиево-натриевых порфировидных гранодиоритов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров предположительно девонско-раннекаменноугольного возраста. Характерно повышенное содержание иттрия. По своим петрохимическим особенностям, комплексы Краснотуринской подзоны можно сопоставить с образованиями активной континентальной окраины.



Схематическая структурно-геологическая карта.

1–3 – Тагильская мегазона: 1 – Западно-Тагильская островодужная зона, 2–3 – Восточно-Тагильская зона: 2 – Красноуральская островодужная подзона, 3 – Краснонотуринская окраинно континентальная подзона; 4 – Восточно-Уральская мегазона; 5 – гранодиориты, гранодиорит-порфиры; 6 – плагииграниты, тоналиты, 7 – габбро, габбро-долериты, 8 – ультрабазиты дунит-гарцбургитового комплекса; 9 – рудные поля: 1 – Красноуральское, 2 – Чадарское, 3 – месторождения им. III Интернационала, 10 – участок работ

Статистический анализ большого массива (более 10 000) геохимических данных выявил продуктивные геохимические ассоциации хорошо согласующиеся с геофизическими полями и с минералогическими данными [4].

Двучленное строение Чадарского района находит своё отражение в металлогенической специализации слагающих его образований. Вулканиды Красноуральской подзоны вмещают колчеданное медно-цинковое оруденение с наложенной на него в последствии золотополиметаллической минерализацией. Образования Краснотуринской подзоны в пределах Чадарского района характеризуются медно-золотопорфировым типом оруденения в связи с телами порфировидных гранодиоритов и гранитпорфиров.

Таким образом, в рассматриваемой части Тагильского (Средне-Североуральского) аккреционного сегмента Уральского орогена мы наблюдается сближенное расположение островодужных ассоциаций и образований активной континентальной окраины с характерными для них рудоконтролирующими элементами и рудными формациями. Обе металлогенические зоны содержат существенные концентрации золота [3].

### Литература

1. Нечехин В.М. Методология тектоно-геодинамического анализа и ее реализация в применении к орогеническим геодинамическим системам Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии // Ежегодник-2009. Екатеринбург. Тр. ИгГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С.75–78.
2. Нечехин В.М., Волчек Е.Н. Геодинамическая типизация металлогенических элементов Тимано-Уральского сегмента Евразии. // Литосфера. 2013. №6. С.88–92.
3. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург, 2001. 621 с.
4. Степанов А.Е., Санько Л.А. Геолого-поисковая модель полиформационного золото-сульфидного оруденения Чадарского рудного поля (Средний Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Сб. науч. ст. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2015. С. 262–271.

## ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ВУЛКАНИТОВ КУЗНЕЦКОГО БАСЕЙНА (ЮЖНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)

Светлицкая Т.В.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, svl@igm.nsc.ru*

Пермо-триасовый (250–252 млн лет) магматизм Кузнецкого бассейна представлен покровами и силлами салтымаковского комплекса в центральной части бассейна, и силлами и дайками сыркашевского комплекса, приуроченными к его южной части [1, 2]. Вулканиды салтымаковского комплекса выделяются в объеме мальцевской ( $T_1$ ) (7 покровов) и яминской ( $T_2$ ) (2 покрова) свит абинской серии триаса ( $T_{1-2ab}$ ) и относятся к абинскому трапповому трахибазальтовому комплексу. Нижний покров (в объеме мальцевской свиты) сложен базальтами, а верхние покровы представлены андезибазальтами. Покровы мощностью от 2 до 100 м чередуются с прослоями туфопесчаников и туфов и состоят из ряда потоков мощностью не более 10 м, разделенных зонами вулканического стекла.

В ходе исследования были изучены 35 образцов вулканидов, включающих образцы базальтов нижнего I покрова и андезибазальтов II–IV покровов (наиболее мощных) в объеме мальцевской свиты, а также образцы андезибазальтов в объеме яминской свиты. Породы слабоизмененные и довольно однообразны по петрографическому составу. Текстуры, преимущественно, миндалекаменные, реже массивные; структуры сериально-порфировые, порфировые, редко афировые. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, клинопироксеном и оливином. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, оливина и характеризуется пилотакситовой, гиалопилитовой, интерсертальной структурами. Акцессорные минералы – титаномагнетит, ильменит, сульфиды.

Базальты и андезибазальты Кузнецкого бассейна характеризуются низким  $MgO$  ( $MgO$  3.4–5.1 вес.%, при  $SiO_2$  49.4–53.3 вес.%), умеренным  $TiO_2$  (1.3–1.9 вес.%), повышенными  $Al_2O_3$  (13.7–15.5 вес.%),  $Fe_2O_3$  (11.8–14.1) и  $P_2O_5$  (0.4–0.7). Содержания  $CaO$  составляют 7.1–9.0 вес.%,  $Na_2O_2$  – 7–3.2 вес.% и  $K_2O$  – 0.6–2.1 вес.%. На графиках  $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$  (TAS диаграмма и  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  вулканиды располагаются в поле базальтов (нижний покров) и андезибазальтов (остальные покровы), на границе толеитовой и щелочной серии на первой диаграмме и в поле субщелочной серии ( $Nb/Y$  0.26–0.39) на второй. На диаграмме AFM породы ложатся на границу кривой, разделяющей составы толеитовой и известково-щелочной серий. Переходные

между известково-щелочной и толеитовой сериями характеристики для вулканитов Кузнецкого бассейна подчеркиваются диаграммами Yb–Th и Zr/TiO<sub>2</sub>–Y/TiO<sub>2</sub>. Повышенные содержания калия отражаются в размещении эффузивов в поле известково-щелочной серии и, частично, в поле высоко-К известково-щелочной серии на графике K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub>. По величине отношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0.23–0.66) подавляющий объем вулканитов относится к K–Na субщелочной серии.

Хорошо сопоставимая позиция вулканитов на TAS диаграмме и на графике Zr/TiO<sub>2</sub>–Nb/Y указывает на слабую измененность изучаемых образцов пород. В пользу этого свидетельствуют и хорошие линейные корреляции между La и другими REE и HFSE.

Все вулканиты салтымаковского комплекса характеризуются идентичными хондрит- и РМ-нормированными спектрами распределения микроэлементов, устойчивыми Eu минимумами (Eu/Eu\* = 0.76–0.90), согласующимися с фракционированием плагиоклаза, и выраженными Ta–Nb и Ti минимумами. Умеренные Ti/Y отношения (231–265) при узких вариациях содержания Sc (28–38 г/т) указывают на незначительную аккумуляцию Fe–Ti оксидов, согласующуюся с небольшим количеством титаномагнетита и ильменита в породах.

На основании распределения HFSE, LILE, REE, вулканиты салтымаковского комплекса являются обогащенными, с геохимическими характеристиками, близкими к базальтам океанических островов (ОИБ). Спектры REE обогащены LREE (La = 130–200, (La/Sm)<sub>n</sub> = 2.8–3.0). Отношение Zr/Nb = 14.5–19. Слегка повышенные значения (Gd/Yb)<sub>n</sub> = (1.4–1.8) характеризуют незначительное обогащение тяжелыми REE (Gd–Lu). Низкие (Nb/La)<sub>PM</sub> (0.3–0.4) и повышенные (Nb/Th)<sub>PM</sub> (2.1–3.1) отражают, с одной стороны, обогащенность пород LREE и Th, а с другой стороны, фиксируют отрицательную Ta–Nb аномалию, отличающую изучаемые вулканиты от ОИБ [4]. Обеднение Nb по отношению к La ((Nb/La)<sub>PM</sub> (0.3–0.4)) при умеренном обогащении Th (Th = 4.0–6.8 ppm; (Th/La)<sub>PM</sub> = 0.8–1.5) сближает породы салтымаковского комплекса с щелочными базальтами континентальных рифтов.

Пространственно-временная ассоциация изучаемых вулканитов с породами углисто-терригенной формации свидетельствует о том, что излияния базальтов и андезибазальтов происходили в условиях мелководного континентального бассейна. С позиции коровой контаминации, наблюдаемые для всех вулканитов устойчивые отрицательные Ta–Nb аномалии ((Nb/La)<sub>PM</sub> < 1 для всех образцов) могут интерпретироваться двояко. Все вулканиты имеют отношение (La/Nb)<sub>PM</sub> (2.4–3.2), сходное или чуть более высокое чем (Th/Nb)<sub>PM</sub> (2.5–3.9), что может свидетельствовать о коровой контаминации, но также не исключает их надсубдукционное происхождение в качестве причины наблюдаемых низких концентраций Nb. Коровая контаминация для вулканитов Кузнецкого бассейна вполне допустима из-за сочетания Ta–Nb минимума, отрицательной корреляции между (Nb/La)<sub>PM</sub> и (Th/La)<sub>PM</sub>, SiO<sub>2</sub>, LREE для большинства образцов, высоких содержаний Th, низких отношений Ce/Y (1.7–2.3) и La/Nb (2.3–3.1) [3, 4, 8].

Еще одним фактором, способным повлиять на Nb аномалию, является фракционная кристаллизация. Для большинства образцов вулканитов салтымаковского комплекса отмечается положительная корреляция между (Nb/La)<sub>PM</sub> и Mg# (34.6–46.6), а также Ti (Ti/Ti\*), что указывает на аккумуляцию ниобия Fe–Ti оксидами (титаномагнетитом и ильменитом) и отражает заметную роль фракционной кристаллизации в качестве фактора, повлиявшего на распределение Nb после формирования первичного расплава. В свою очередь, отсутствие корреляции между (La/Sm)<sub>n</sub> и Mg#, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в вулканитах предполагает отсутствие значительного фракционирования LREE в результате фракционной кристаллизации клинопиксена.

Сходный состав породообразующих и некогерентных элементов в базальтах и андезибазальтах салтымаковского комплекса предполагает сходные степени частичного плавления. Спектры распределения REE для вулканитов являются слабо фракционированными в области тяжелых редких земель ((Gd/Yb)<sub>n</sub> = 1.5–1.8), показывая значения, промежуточные для расплавов, генерирующихся на уровне шпинелевой ((Gd/Yb)<sub>n</sub> = 1–1.5) и гранатовой фации ((Gd/Yb)<sub>n</sub> > 2). Низкие отношения (Tb/Yb)<sub>n</sub> (1.2–1.4) определяют в качестве наиболее вероятного субстрата для исходного расплава шпинелевый перидотит [10]. Анализ величин (Sm/Yb)<sub>n</sub> (2.0–2.6), Lu/Hf (0.09–0.12), Ti/Y (231–265) и диаграмм частичного плавления шпинелевого и гранатового перидотита (диаграммы La/Sm–Lu/Hf, La/Sm–Sm/Yb, Gd/Yb–La/Yb), позволяет сделать предположение, что вулканитов салтымаковского комплекса образовались в результате низких (менее 5%) степеней плавления гранат-содержащего шпинелевого перидотита.

На дискриминационных геодинамических диаграммах изучаемые вулканиты попадают в поля островодужных известково-щелочных базальтов (VAB) (диаграммы Zr/4–2Nb–Y [5] и Th–Hf/3–Ta [12]) и континентальных внутримитных толеитов (WPT/WPB) (диаграммы Zr/4–2Nb–Y [5], Zr/Y–Z [7], указывая на смешение расплавов. Большую вероятность смешения подтверждает и линейный характер зависимости содержаний Nb от Zr. В системе Th–Nb–Ce [9] эффузивы салтымаковского комплекса располагаются на линии смешения поля вулканитов островных дуг с полем базальтов океанического плато Онтонг-Джава (комбинация ОИБ и океанических платобазальтов по [6]). Вулканиты характеризуются высоким Ce/Nb

$((\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} < 1)$ , при этом  $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{PM}} \gg (\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ , поэтому можно предположить наличие в мантийном источнике компонента SDC (субдукционный компонент островных дуг с высокими  $\text{Ce}/\text{Nb}$  и  $\text{Th}/\text{Nb}$ ) [11]. При этом вулканы характеризуются выраженной положительной аномалией La по отношению к Nb, что исключает участие в плюмовом расплаве остаточного компонента рециклированной океанической коры (RSC). Таким образом, пермо-триасовые вулканы Кузнецкого бассейна формировались во внутримантийной геодинамической обстановке (континентальные платобазальты) за счет теплового воздействия плюмового мантийного источника на литосферную мантию, унаследовавшую раннепалеозойские островодужные геохимические характеристики.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект 14-05-31022).*

## Литература

1. Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Федосеев Г.С., Рейчоу М., Дэвис К., Бабин Г.А. Пермотриасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1310–1328.
2. Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рихванов Л.П. Геохимия и геохронология пермотриасовых базитов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 3. С. 289–302.
3. Arndt N.T., Jenner G.A. Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 229–255.
4. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.
5. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
6. Neal C.R., Mahoney J.J., Kroenke L.W., Petterson M.G. The Ontong Java Plateau // Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Geophysical Monograph, American Geophysical Union. 1997. P. 183–216.
7. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib Mineral Petrol. 1979. V. 69. P. 33–47.
8. Redman I.S., Keays R.R. Archean volcanism in the eastern Goldfields province, Western Australia // Prec. Res. 1985. V. 30. P. 113–152.
9. Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // J. Petrology. Spec. Lithosphere Iss. 1988. P. 415–455.
10. Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile the Basin and Range, SW USA // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B1. P. ECV 5-1–ECV 5-21.
11. Weaver B.L. The origin of ocean island basalt endmember compositions: trace element and isotopic constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 104. P. 381–397.
12. Wood D.A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // Earth Planet Sci Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

## ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕРМСКО-МЕЗОЗОЙСКОГО БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОГО И СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА (ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)

Симонов В.А.<sup>1</sup>, Курчавов А.М.<sup>2</sup>, Ступачев С.И.<sup>1</sup>, Котляров А.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, e-mail:  
stupakov@igm.nsc.ru, simonov@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва,  
e-mail: kam@igem.ru

В последние годы были получены новые данные о базальтовом магматизме Казахстана. Наиболее детально нами изучены долериты и базальты в Каркаралинском районе Центрального Казахстана и около г. Ерейментау в Северном Казахстане. В первом случае базальтовые породы формируют дайки долеритов, сложенных плагиоклазом, клинопироксеном и оливином. Базальтоиды Северного Казахстана представлены преимущественно дайками долеритов, базальтов и андезитобазальтов в составе которых преобладают плагиоклаз и пироксен.

Петрологические, изотопно-геохимические и минералогические исследования собранных авторами образцов базальтоидов проводились в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Ново-

сибирск) и в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва). Содержания редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах установлены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике [1].

С помощью K-Ag и Ag/Ag методов изотопного датирования было определено время формирования базальтовых комплексов, расположенных восточнее г. Каркаралы в Центральном Казахстане (долериты горы Аксоран): K-Ag возраст =  $278 \pm 10$  млн лет; Ag-Ag возраст (интегральный возраст =  $282.8 \pm 2.7$  млн лет и  $283.8 \pm 2.1$  млн лет, возраст плато =  $278.8 \pm 2.7$  млн лет). Подобные исследования с помощью K-Ag и Ag/Ag анализов позволили установить следующие возрастные характеристики базальтовых пород района г. Ерейментау в Северном Казахстане (южнее оз. Бозшасор и севернее оз. Тениз): K-Ag возраст =  $188 \pm 5$  млн лет; Ag-Ag возраст (интегральный возраст =  $177.8 \pm 1.6$  млн лет, возраст плато =  $183.0 \pm 1.9$  млн лет). Таким образом проведенное датирование независимыми методами показывает достоверность полученных возрастных характеристик для базальтов Центрального (район г. Каркаралы, продатировано три образца: 278–283 млн лет) и Северного (район г. Ерейментау, изучено два образца: 183–188 млн лет) Казахстана. Сравнивая с подобными объектами из других регионов Центральной Азии, мы видим практически такое же сочетание данных по времени проявления базальтового магматизма Джунгарии в Восточном Казахстане: возраст базальтовых комплексов хр. Алтынэмель – 282 млн лет, а базальтов района оз. Алаколь – 186–198 млн лет [2].

Петрохимический анализ показал, что более древние базальтоиды Центрального (г. Каркаралы) и Восточного (хр. Алтынэмель) Казахстана, обладая повышенными содержаниями щелочей, располагаются в области щелочных серий. В то же время мезозойские базальты Северного (г. Ерейментау) и Восточного (оз. Алаколь) Казахстана приурочены к границе пород нормальной и повышенной щелочности. По соотношениям  $TiO_2 - K_2O$  и  $TiO_2 - FeO/MgO$  рассмотренные базальтоиды Центрального и Северного Казахстана в целом соответствуют платобазальтам Сибирской платформы и плато Онтонг Джава (Тихий океан), характеризующихся относительно невысокими содержаниями (меньше 2.1 мас.%) титана и существенными вариациями значений калия и железистости. Учитывая близкое расположение Западной Сибири и Казахстана (особенно Северного), был проведен сравнительный анализ петрохимических данных по базальтоидам районов г. Ерейментау и г. Каркаралы с информацией по долеритовым силлам из фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна, сформировавшимся раньше ( $263 \pm 4$  млн лет) основной массы платобазальтов Сибири [3]. Выяснено, что базальтовые породы Центрального Казахстана сходны с относительно близкими им по возрасту долеритами Западной Сибири по содержанию  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , CaO, а также по значениям железистости ( $FeO/MgO$ ) и суммы щелочей. В целом устанавливается единый тренд эволюции составов пород с ростом  $SiO_2$  (от 45 до 55 мас.%) и падением  $MgO$  (от 9 до 4 мас.%): оливиновые базальты + базальты (Западная Сибирь) – базальты (Центральный Казахстан, 278–283 млн лет и хр. Алтынэмель в Восточном Казахстане – 282 млн лет) – базальты + андезибазальты (Северный Казахстан, 183–188 млн лет и район оз. Алаколь в Восточном Казахстане – 186–198 млн лет).

Для выяснения геохимических особенностей и уточнения возможных палеогеодинамических обстановок формирования базальтовых комплексов Центрального и Северного Казахстана использовались редкие элементы, наиболее устойчивые к вторичным процессам – Y, Zr, Nb. Было выяснено, что по соотношениям  $Y - Zr$ ,  $Nb/Y - Zr/Y$  и  $Zr/Nb - Nb/Th$  рассмотренные базальтовые породы приурочены главным образом к полям платобазальтов. В этих же полях (согласно распределению Y, Zr, Nb) располагаются и долериты из фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Интересная информация была получена при анализе особенностей распределения редкоземельных элементов. Установлено, что долериты и базальты Центрального Казахстана содержат больше этих элементов, чем породы Северного Казахстана. При этом все рассмотренные базальтоиды обогащены легкими лантаноидами и обладают отчетливыми отрицательными наклонами графиков, практически совпадающих с нижней границей поля щелочных базальтов Гавайских островов (OIB) и с данными по породам из континентальных горячих точек. Одновременно в области тяжелых лантаноидов наблюдается отчетливое сходство с платобазальтами Сибирской платформы. В целом по особенностям распределения редкоземельных элементов базальтоиды Центрального и Северного Казахстана практически совпадают с данными по базальтам близкого возраста в Джунгарии (Восточный Казахстан).

Необходимо отметить, что базальтовые породы Казахстана в различной степени изменены. В связи с этим, для того чтобы максимально исключить влияние вторичных процессов, были использованы данные по первичным магматогенным клинопироксенам. По соотношению  $TiO_2 - FeO$  клинопироксены из базальтовых пород Центрального (г. Каркаралы) и Восточного (хр. Алтынэмель, оз. Алаколь) Казахстана располагаются главным образом в области перекрытия пироксенов из базальтов внутриплитных океанических островов (OIB) и из платобазальтов, тесно ассоциируя с минералами из долеритов фундамента За-

падно-Сибирского осадочного бассейна. Согласно отношению  $Ti - (Ca+Na)$  все рассмотренные клинопироксены находятся в поле щелочных серий.

Расчеты по валовому составу клинопироксенов с использованием минералогических термометров и барометров [4, 5] показали достаточно высокие параметры кристаллизации долеритов Центрального Казахстана: 1210–1255 °С, 5–8 кбар. Необходимо отметить, что эти данные близки к условиям кристаллизации одновозрастных базальтоидов хр. Алтынэмель (Восточный Казахстан) – 1160–1245 °С, 5.5–8 кбар.

Новая информация об условиях развития базальтового магматизма Казахстана была получена в результате анализа на ионном зонде значений редких и редкоземельных элементов в клинопироксенах. Выяснилось, что по соотношению титана и циркония пироксены из базальтовых пород Центрального Казахстана располагаются между данными по клинопироксенам из платобазальтов и из плюмовых базальтов типа OIB. При этом они фактически находятся на прямолинейном тренде роста титана и циркония в последовательной смене клинопироксенов из базальтов срединно-океанических хребтов (типа N-MORB) – платобазальтов – базальтов океанических островов (типа OIB).

По характеру распределения значений редкоземельных элементов (нормированных к клинопироксену из базальтов типа N-MORB [6]) пироксены из рассмотренных базальтоидов Казахстана формируют в целом графики с отрицательным наклоном (накопление легких лантаноидов). При этом минералы из пород Восточного Казахстана разбиваются на две группы. Для клинопироксенов района оз. Алаколь устанавливается умеренное накопление легких лантаноидов и их спектры фактически совпадают с данными по минералам из субщелочных базальтов типа OIB. В то же время пироксены хр. Алтынэмель формируют значительно более крутые графики, близкие к минералам из щелочных базальтов типа OIB. Спектры клинопироксенов Центрального Казахстана занимают промежуточное положение между данными по пироксенам из различных районов Восточного Казахстана и по большинству лантаноидов (кроме легких) наиболее близки к минералам из субщелочных базальтов типа OIB.

На спайдер-диаграммах значений микроэлементов (нормированных к клинопироксену из базальтов типа N-MORB [6]) графики пироксенов из долеритов Центрального Казахстана наиболее соответствуют минералам из субщелочных базальтов OIB. Относительно примитивный характер этих магматических систем подчеркивается близостью содержания ряда элементов (в основном немобильных – Th, Nb, Y, Yb) к данным по минералам из базальтов типа N-MORB в отличие от пироксенов хр. Алтынэмель, имеющих спектры с резкими максимумами Th, La, Ce, Zr.

В целом, проведенные исследования пород и клинопироксенов показали, что базальтовые комплексы Центрального и Северного Казахстана формировались в результате развития двухэтапного (278–283 и 183–188 млн лет) плюмового магматизма. Учитывая то, что в Джунгарии (Восточный Казахстан) в те же временные интервалы [2] действовали близкие по своим характеристикам к расплавам Центрального и Северного Казахстана внутриплитные магматические системы, полученные результаты свидетельствуют о весьма масштабном проявлении пермско-мезозойского базальтового магматизма Казахстана.

*Работа выполнена при поддержке Проекта РФФИ № 14-05-00143 и Проекта № 50.*

## Литература

1. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
2. Simonov V.A., Mikolaichuk A.V., Safonova I.Yu., Kotlyarov A.V., Kovyazin S.V. Late Paleozoic-Cenozoic intra-plate continental basaltic magmatism of the Tianshan-Junggar region in the SW Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2014. doi: 10.1016/j.gr.2014.03.001.
3. Симонов В.А., Клец А.Г., Ковязин С.В., Ступаков С.И., Травин А.В. Физико-химические условия раннего плюмового магматизма Западной Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1277–1291.
4. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермометры // ДАН. 1980. Т. 233. № 6. С. 1196–2000.
5. Ацепков И.В. Клинопироксеновый барометр для глубинных пород // XIV Российское совещание по экспериментальной минералогии. Черноголовка, 2001. С. 250.
6. Симонов В.А., Гордиенко И.В., Ступаков С.И., Медведев А.Я., Котляров А.В., Ковязин С.В. Условия формирования базальтов Джидинской зоны Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 8. С. 1173–1187.

**ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАННЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ВУЛКАНИТОВ  
ОСНОВНОГО СОСТАВА СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА****Снежко В.А.***Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург,  
VSnezhko@vsegei.ru*

Нижне-среднеюрские отложения, занимающие значительную площадь на северном склоне Большого Кавказа, по строению разреза, условиям залегания, наличию продуктов магматической деятельности характеризуются фациальной изменчивостью. На основании этого, в пределах Большого Кавказа были выделены сегменты (Западно-Кавказский, Центральнo-Кавказский и Восточно-Кавказский), разделенные на блоки, поперечные общекавказскому направлению и отражающие различные геодинамические обстановки накопления осадков в пределах юрского бассейна [5]. Следует отметить, что выделенные блоки различаются характером магматизма и условиями накопления не только юрских осадочно-вулканогенных толщ, но и более древних образований.

В пределах сегментов, на основании вещественного состава стратифицированных осадочно-вулканогенных и магматических образований, с учётом их внутреннего строения, установлены структурно-вещественные зоны (СВЗ) [5, 7]. В Западно-Кавказском сегменте юрские образования сосредоточены в Гойтхской СВЗ с гойтхским и чаталтапинским комплексами. В Центральнo-Кавказском сегменте это Лабино-Белореченская, практически амагматичная СВЗ в Лабинском блоке (западном), и Маруха-Черекская в Зеленчук-Баксанском блоке (центральной) с широким развитием как угленосных отложений, так и вулканических образований маринского комплекса. В восточной части СВЗ отмечаются вулканы хуламского комплекса. В Урухском, восточном блоке сегмента выделяется Ардон-Ассинская СВЗ с андезит- и андезидацитовым вулканизмом и расположенная южнее Фиагдонская СВЗ, с покровами базальтов и мелкими штоками габбро. Восточно-Кавказский сегмент разделен на Ассинский, Аварио-Андинский и Самурский блоки [6]. В центральной Аварио-Андинском блоке выделена Мачхалорская СВЗ, в которой развит мачхалорский вулканический комплекс, а в Самурском восточном блоке – Химрекская СВЗ с борчинским вулканическим комплексом.

Геодинамические условия формирования юрского вулканизма в области Большого Кавказа остаются дискуссионными, особенно это касается ранней юры – аалена. В это время вулканизм проявился на значительной территории Большого Кавказа, на всем протяжении выходов нижней юры — аалена и представлен в основном породами основного и среднего состава, и, в резко подчинённом количестве – кислого.

Петрохимическая характеристика этих вулканитов ранее рассматривалась по отдельным вулканическим комплексам [4, 6, 7] или вулканическим областям [1]. Нами сделана попытка проследить изменения вулканитов по латерали, в соответствии с делением Большого Кавказа на сегменты [5]. Основное внимание было уделено породам с содержанием кремнезёма 48–57% (базальтам и андезибазальтам), как исходным породам изменяющегося во времени магматизма. В связи с этим рассматриваются только образования чаталтапинского, маринского, фиагдонского и мачхалорского комплексов.

Чаталтапинский комплекс представлен покровной (лавы и туфы) и субвулканической (небольшие пластовые тела гобброидов) фациями, а также дайки габбро, андезидацитов и плагиогранитов. По химическому составу породы комплекса относятся к базальтам, трахибазальтам, андезитам; по отношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  они относятся к натриевой серии.

На диаграмме АФМ (рис. 1А) фигуративные точки пород комплекса (анализы из работы [2]) располагаются в центральной части диаграммы, в поле известково-щелочных базальтов и только незначительная их часть попадает в поле толеитовых базальтов вблизи линии, разделяющей эти поля. При этом субвулканические породы комплекса характеризуются большей железистостью, по сравнению с эффузивными породами комплекса. В целом же для пород комплекса характерно примерно равное соотношение суммы щелочей, оксидов железа и магнезии.

Магматиты маринского комплекса проявлены в виде силлов, покровных вулканитов – туфов, туфобрекчий, лав и в виде субвулканических и экструзивно-жерловых образований различного состава (от базальтоидов до риолитов). В первую фазу комплекса сформировались покровы лав базальтов и андезибазальтов, а также силлы долеритов, во вторую – агломератовые лавы, туфы, туфобрекчии, экструзивно-жерловые и субвулканические тела – преимущественно андезитового, реже андезидацитового и трахиандезитового состава. Завешают формирование (третья фаза) дациты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры. Тип щелочности пород комплекса – натриевый.

На диаграмме АФМ (рис. 1Б) большинство фигуративных точек пород комплекса вдоль линии раздела толеитовых и известково-щелочных серий [6]. При этом точки составов интересующих нас основных пород (I фаза) образуют рой в поле известково-щелочной серии и лишь отдельные точки попадают в поле толеитовой.



Породы II фазы комплекса образуют скопления точек непосредственно вдоль линии разделения вулканитов различных серий, преимущественно в поле известково-щелочной серии. Породы III фазы комплекса располагаются полностью в поле известково-щелочных магм. Таким образом, по мере развития магматического очага происходит последовательное увеличение относительного содержания щелочей и снижение содержания магния при относительно постоянном отношении общего железа к магнию.

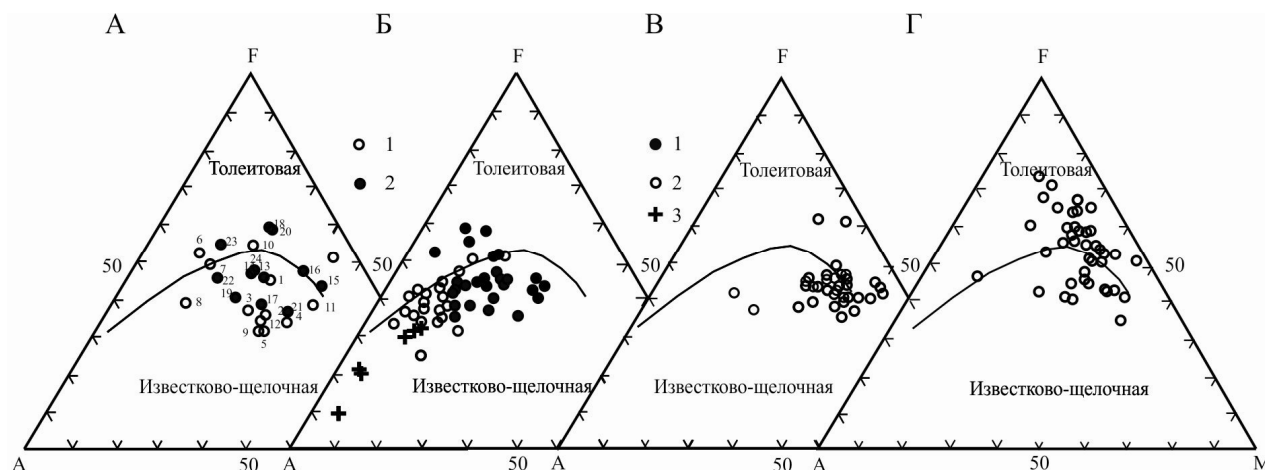


Рис. 1. Диаграмма АФМ для ранне- среднеюрских вулканитов северного склона Большого Кавказа. Комплексы:

А – чаталтапинский (1 – вулканические породы; 2 – субвулканические); Б – маринский (1 – базальты и андезибазальты I фазы; 2 – андезиты, андезидацииты и дациты II фазы, 3 – риолиты и гранит-порфиры фазы; В – фиагдонский; Г – мачхалорский

Породы фиагдонского комплекса – это базальтоиды покровной фации, образующие отдельные горизонты лав и лавобрекчий натриевых базальтов и, реже, пикриты, в составе нижнеюрских дзамарашской и бугультинской свит. Субвулканические породы (мелкие штокообразные тела габбро и силлы микрогаббро и габбродолеритов), распространены незначительно. Породы комплекса преимущественно натриевого типа щелочности.

На диаграмме (рис. 1, В) фигуративные точки анализов пород комплекса располагаются вблизи разграничительной линии полей известково-щелочной и толеитовой серий, с отклонениями в обе стороны. Однако, из-за низкого содержания калия и относительно высокой магнезиальности, они отнесены к толеитовым базальтам [4].

Мачхалорский вулканический комплекс представлен покровными и субвулканическими фациями натриевых базальтов и базальтов и их туфов, развитых в разрезе ниже-среднеюрской мачхалорской свиты. По отношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  породы комплекса в основном принадлежат к натриевой серии, и только некоторые разновидности – к калиево-натриевой серии

На диаграмме АФМ (рис. 1Г) ореал фигуративных точек пород комплекса вытянут параллельно стороне FM, что свидетельствует об относительно постоянном соотношении щелочей к суммарному содержанию железа и магния, при этом большая часть точек попадает в поле пород толеитовой серии. Направление дифференциации пород комплекса соответствует направлению дифференциации толеитовой серии [4, рис. 2.1].

Таким образом, из анализа диаграммы АФМ (рис.1) для вулканических образований северного склона Большого Кавказа ранне-среднеюрского возраста устанавливается постепенное уменьшение относительного содержания щелочей по отношению к железу и магнию в латеральном направлении с запада на восток и одновременное увеличение относительного содержания суммарного железа. Наиболее четко эти изменения выражены для пород мачхалорского комплекса, самого восточного и расположенного в пределах Восточно-Кавказского сегмента.

Снижение содержания щелочей (в вес. %) с запада на восток устанавливается и на диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (рис. 2). Одновременно отмечается увеличение количества глинозёма в породах, постепенное от чаталтапинского комплекса (в среднем 17,5%) через маринский (16,9%) до фиагдонского (16,2%) и резко падает (до 14,2%) в мачхалорском. При этом на обеих диаграммах отмечается смещение вулканитов из области известково-щелочных пород в область толеитовых базальтов.

Отмеченные петрохимические особенности ранне-средних вулканитов северного склона Большого Кавказа подтверждают выделение в пределах Северного Кавказа сегментов с различной историей геологического развития.

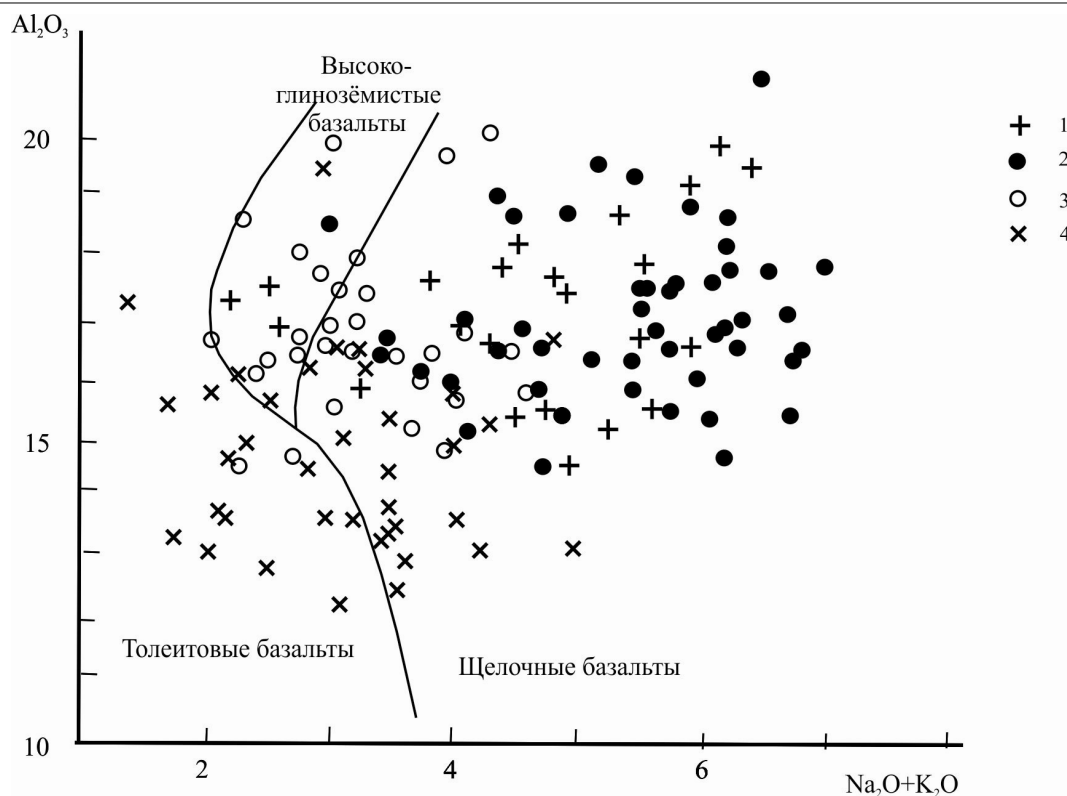


Рис. 2. Диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  для ранне-среднеюрских вулканитов Северного Кавказа. Комплексы:

1 – чаталтапинский; 2 – маринский; 3 – фиагдонский; 4 – мацхалорский

#### Литература

1. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
2. Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. МГУ. 1969. 203 с.
3. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: Книжный дом, университет (КДУ). 2011. 234 с.
4. Снежко В.А. Новые геохронологические и геохимические данные для пород фиагдонского вулканического комплекса Центрального Кавказа // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Т. II. Екатеринбург, 2010. С. 252-253.
5. Снежко В.А. Геологическое обоснование схемы структурно-вещественного районирования Большого Кавказа // Региональная геология и минералогия. 2012. № 51. С. 52–61.
6. Снежко В.А. Специфика вещественного состава пород и условия формирования раннеюрского маринского вулканического комплекса (Северный Кавказ) (в печати)
7. Шарпёнок Л.Н., Снежко В.А., Энна Н.Л. Юрские магматические комплексы // Геологическое строение и полезные ископаемые российской части Кавказа и прилегающих акваторий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. Электрон. издание № 0321102226. С. 259–275.

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В ЦИРКОНАХ ИЗ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРА УРАЛА

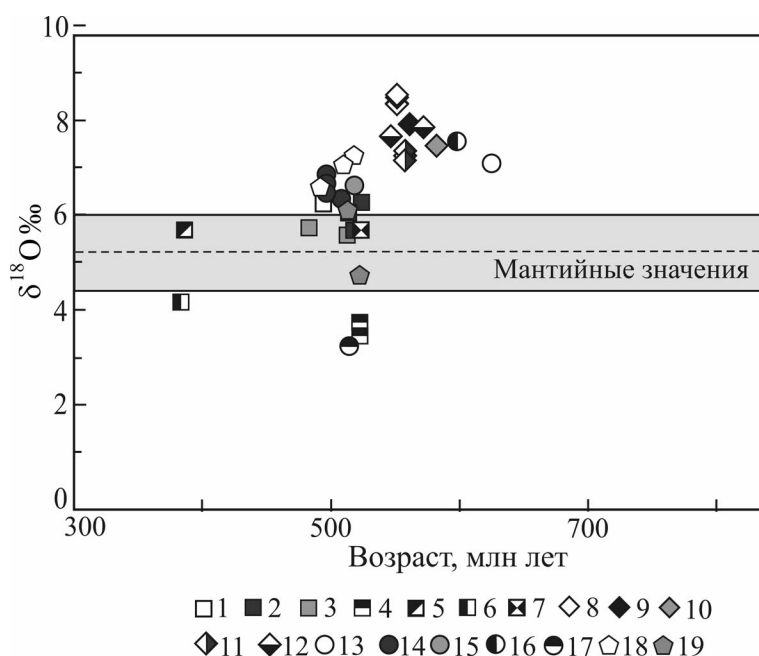
Соболева А. А.<sup>1</sup>, Удоратина О. В.<sup>1</sup>, Посохов В. Ф.<sup>2</sup>, Капитанова В. А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, [aa\\_soboleva@mail.ru](mailto:aa_soboleva@mail.ru)

<sup>2</sup>ГИН СО РАН, Улан-Удэ, [vitafl@yandex.ru](mailto:vitafl@yandex.ru)

Гранитоиды, формирующие собственные массивы, а также входящие в состав сложно построенных, с участием диоритов и габброидов, широко развиты на севере Урала в Центрально-Уральской и Восточно-Уральской мегазонах. На сегодняшний день на основе изотопно-геохронологических данных установлено время образования большинства массивов, а по геохимическим характеристикам пород предположены геодинамические обстановки их формирования.

Нами проведены определения изотопного состава кислорода в цирконах из гранитоидов 19 массивов Полярного, Приполярного и Северного Урала (Рис.). Наиболее древние из рассмотренных массивов (Перевальный, Вангырский, Народинский, Лапчавожский, Малдинский, Хаталамба-Лапчинский, Яптяхинский) были сформированы в период с конца позднего рифея по начало раннего кембрия, как полагают, в надсубдукционной обстановке – на активной окраине и при формировании коллизионного орогена Тиманид (Протоуралид-Тиманид). Сразу вслед за ними началось образование более малоглубинных по уровню становления гранитных интрузивов, магмы которых выплавлялись на большей глубине в ходе постколлизионных процессов, а также, по-видимому, при практически синхронном заложении предрифтового поднятия и последовавшем запуске процессов континентального рифтогенеза в начале уральского тектонического цикла в период с конца раннего кембрия по начало раннего ордовика (Маньхамбо, Ильяизский, Кулемшорский, Тынаготский, Малотынаготский, Лемвинский, Лонготыюганский, Усть-Мраморный, Тайкеу, хр. Марункеу). Собский (386±3 млн лет) и Янаслорский (383±8 млн лет) массивы связаны уже с уральской историей и представляют собой плутонические образования палеозойской активной окраины.



#### Изотопный состав кислорода в цирконах. Массивы:

1 – Марункеу, 2 – Тайкеу, 3 – Лонготыюганский, 4 – Лемвинский, 5 – Собский, 6 – Янаслорский, 7 – Усть-Мраморный, 8 – Малдинский, 9 – Яптяхинский, 10 – Хаталамба-Лапчинский, 11 – Лапчавожский, 12 – Народинский, 13 – Перевальный, 14 – Тынаготский, 15 – Малотынаготский, 16 – Вангырский, 17 – Кулемшорский, 18 – Ильяизский, 19 – Маньхамбо. Квадраты – Полярный Урал, круги и ромбы – Приполярный Урал, пятиугольники – Северный Урал.

Измерения изотопного состава кислорода (в виде  $O_2$ ) в цирконах проведены в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), на газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт – образец). Подготовка образцов для определения величин  $\delta^{18}O$  проводилась с использованием метода лазерного фторирования (ЛФ) на установке «лазерная абляция с экстракцией кислорода из силикатов» в присутствии реагента  $BrF_5$  [2].

Среди доуральских гранитоидов по генетической классификации Б.Чапела и А.Уайта выделяются породы, близкие по составу к I-, S- и в меньшей степени – M- и A-типу. Практически вне зависимости от состава гранитов  $\delta^{18}O$  в цирконах варьируется от +7.10 до +8.51‰, что может свидетельствовать о кристаллизации цирконов из корового расплава и возможном участии в субстрате субдуцированных осадков и морской воды. Наиболее низкие значения (+7.10‰) в этой группе гранитоидов характерны для цирконов из кварцевых диоритов Перевального массива (625±8 млн лет), промежуточных по составу между гранитами I- и M-типа. Граниты A-типа (Хаталамба-Лапчинский массив) характеризуются чуть более высокими значениями  $\delta^{18}O$  в цирконах: +7.47‰. В лейкогранитах Яптяхинского массива, относимых к S-гранитам,  $\delta^{18}O$  составляет +7.91‰. Гранитоиды I-типа характеризуются широкими вариациями состава пород от кварцевых диоритов до лейкогранитов.  $\delta^{18}O$  в цирконах варьирует от +7.16 до +8.51‰. Самые высокие значения  $\delta^{18}O$  (+8.51‰) наблюдаются в цирконах из биотитовых гранитов Малдинского массива.

В группу более молодых гранитоидов мы искусственно объединяем гранитоиды заключительной посторогенной стадии развития доуралид и практически синхронно формирующиеся образования предрифтовой и ранней рифтогенной стадии уралид, поскольку нет четких критериев для разделения этой группы. Среди этих пород преобладают граниты и лейкограниты, относящиеся к I- и преимущественно – к A-типу. Для гранитоидов этой группы характерны более низкие значения  $\delta^{18}O$  в цирконах, вплоть до очень низких. Так, в

цирконах из гранитоидов I-типа величина  $\delta^{18}\text{O}$  составляет от +6.22 до +7.33‰, достигая максимума в лейкогранитах Ильязского массива. Цирконы из А-гранитов характеризуются еще более низкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  от +3.27 до +6.86‰. Аномально низкие величины  $\delta^{18}\text{O}$  получены в цирконах из гранитов Лемвинского (от +3.47 до +3.79‰) и Кулемшорского (+3.27‰) массивов. Они значительно ниже типично мантийных значений ( $+5.3 \pm 0.6\text{‰}$  [5])

Аномально легкий изотопный состав кислорода в цирконах отмечается во многих гранитах А-типа из различных регионов [6], и на сегодняшний день предполагается, что обеднение магматических пород  $^{18}\text{O}$  может происходить при постмагматических и магматических процессах, а также быть результатом домагматической истории. На постмагматическом этапе может иметь место инфильтрация нагретого флюида с низким  $\delta^{18}\text{O}$  и взаимодействие его с уже застывшими гранитами. Флюид с низким  $\delta^{18}\text{O}$  может поступать и раньше, в магматический очаг, или происходить ассимиляция магмой с нормальным изотопным составом обедненных  $^{18}\text{O}$  вмещающих пород. Кроме того, магма может выплавляться из субстрата, уже обедненного  $\delta^{18}\text{O}$ . В природе эти процессы могут сочетаться, например, может происходить глубинная дегидратация и анатексис коровых пород с низкими  $\delta^{18}\text{O}$ , испытывавшими дополнительно воздействие поверхностных вод [6]. Существуют экспериментальные данные, свидетельствующие о возможности заметного облегчения изотопного состава кислорода при реакциях дегидратации в Р-Т-условиях зоны субдукции [3]. Вариант обеднения циркона тяжелым изотопом  $^{18}\text{O}$  вследствие метамиктного распада [1] не работает, поскольку исследуются обычно нормальные цирконы с низкой степенью метамиктности.

Изучение изотопного состава кислорода в цирконах из полярноуральских девонских гранитоидов Восточно-Уральской мегазоны показало, что  $\delta^{18}\text{O}$  в цирконах из кварцевых диоритов Собского массива составляет +5.7‰, а из гранитов Янаслорского массива – +4.2‰. Такие значения  $\delta^{18}\text{O}$  типичны для пород, имеющих неконтаминированный мантийный источник. Большие объемы массивов не позволяют считать их первично-мантийными. По-видимому, в составе субстрата, из которого выплавлялись магмы, существенную роль играли меланократовые производные деплетированной мантии, на что указывает низкие значения первичного изотопного состава Sr, а также высокие значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  [4].

Таким образом, позднерифейско-раннекембрийские доуральские гранитоиды, сформировавшиеся на этапах эволюции активной окраины и коллизии, заметно отличаются по изотопному составу кислорода в цирконах ( $\delta^{18}\text{O}$  от +7.10 до +8.51‰) от более молодых раннекембрийско-раннеордовикских гранитов, включающих посторогенные доуральские, предрифтогенные и ранние рифтогенные уральские образования ( $\delta^{18}\text{O}$  от +3.27 до +7.33‰). Это связано, по-видимому, с тем, с конца раннего кембрия условия и глубина выплавления гранитных магм начали изменяться, и коллизионная обстановка конца доуральского цикла тектогенеза сменилась рифтогенной начала уральского цикла. Мантийные изотопные характеристики восточноуральских девонских гранитоидов вероятно связаны с их существенно метабазитовым субстратом.

### Литература

1. Бибикина Е.А., Устинов В.И., Грачева Т.В., Киселевский М.А., Шуколюков Ю.А. Исследование вариаций изотопного состава кислорода аксессуарных цирконов // Доклады АН СССР. 1982. Т. 264. №3. С. 698–700.
2. Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Карманов Н.С., Палесский С.В., Посохов В.Ф. Мегакристаллы полевых шпатов как источник информации о коровой контаминации базальтового расплава // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2012. Вып. 10. Т. 1. С. 78–79.
3. Дубинина Е.О., Перчук А.Л., Корепанова О.С. Изотопно-кислородные эффекты при дегидратации глаукофанового сланца: экспериментальные данные при Р-Т-условиях зоны субдукции // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. № 5. С. 534–538.
4. Удорткина О.В., Кузнецов Н.Б., Андреев В.Л., Посохов В.Ф. Изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах Собского массива (Полярный Урал) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Мат-лы V Росс. конф. по изотопной геологии: Москва. 2012. С. 356–358.
5. Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133. P. 1–11.
6. Wei C.S., Zhao Z.F., Spicuzza M.J. Zircon oxygen isotopic constraint on the sources of late Mesozoic A-type granites in eastern China // Chemical Geology. 2008. V. 250. P. 1–15.

## ПОЗДНЕФРАНСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКОГО ПОЯСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Сурин Т.Н.<sup>1</sup>, Мосейчук В.М.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, e-mail: Timofey\_Surin@vsegei.ru

<sup>2</sup>ООО НТПП «Геопойск», г. Челябинск, e-mail: geopoisk2004@mail.ru

Позднефранский магматизм Восточно-Магнитогорского пояса представлен аблязовской вулканоплутонической ассоциацией, включающей комагматичные вулканиты аблязовской базальт-андезибазальтовой толщи и интрузивные образования погорельского габбро-диоритового комплекса. Кроме того, по нашему мнению, позднефранский возраст имеют образования сахаринского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса, массивы которого локализованы в зоне сочленения указанного пояса с Уйско-Кацбахской шовной зоной.

Под названием сахаринского комплекса объединяются породы дунит-клинопироксенит-габбровой формации, образующие ряд массивов в Уйско-Кацбахской сутурной зоне, а точнее, в зоне сочленения последней с Гумбейской зоной. Возраст образований дунит-клинопироксенит-габбровой формации на Южном Урале ранее считался среднедевонским [1]. Но в нашем случае возраст сахаринского комплекса вполне определенно устанавливается по геологическим данным. Так, габброиды сахаринского комплекса прорывают вулканиты и вулканогенно-осадочные породы гумбейской эйфельско-живетско-раннефранской вулканоплутонической ассоциации, а сами в свою очередь прорываются фаменским габбро-сиенитовым верхнеуральским комплексом, следовательно, наиболее правильным представляется определить возраст характеризуемого комплекса как позднефранский. Имеющиеся на сегодня данные (петрографические, петролого-геохимические, минералогические и изотопные) позволяют, с нашей точки зрения, рассматривать сахаринский комплекс как аналог образований Платиноносного пояса Урала, формировавшегося на уровне островодужного фундамента. Здесь же укажем, что габброиды и амфиболиты, входящие в состав Платиноносного пояса, уже рассматривались как составляющие островодужного меланократового фундамента, а точнее, как представители "базальтового" слоя земной коры палеоостровных дуг Урала [4].

Аблязовская вулканоплутоническая ассоциация пользуется широким развитием в западной части Учалино-Александринской зоны и в Магнитогорской зоне. В последней она является основанием разреза. Интрузивные составляющие характеризуемой ассоциации представлены в Учалино-Александринской зоне в виде как крупных (Погорельский), так и мелких массивов, тогда как в Магнитогорской зоне они большей частью проявлены в виде силлово-дайковых гипабиссальных комагматов вулканитов и не образуют крупных тел.

Позднефранская существенно вулканогенная аблязовская толща относится к слабо дифференцированной базальт-андезибазальтовой формации. Ареал распространения позднефранских вулканогенных пород в отложениях позднего девона в пределах Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы ограничен ее северной частью. Существенно вулканогенный тип разреза характерен для Магнитогорской зоны. В периферических частях ареала продукты вулканизма представлены лишь маломощными фрагментами [8]. В Магнитогорской зоне толща слагает основание известного (т.н. Магнитогорского) разреза [5]. В Учалино-Александринской зоне она лежит стратиграфически согласно на породах бабарыкинской толщи, а в Гумбейской – на породах новобуранной толщи. В первых двух зонах толща согласно перекрыта вулканитами новоивановской толщи, а в Гумбейской – на ней несогласно залегают вулканиты греховской свиты верхнего визе. Возраст характеризуемой толщи надежно установлен как геологическими, так и палеонтологическими данными [6, 7].

Сложена аблязовская толща базальтами, реже андезибазальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами порфировыми пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми, их лавобрекчиями, кластолавами, лавокластитам, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, изредка с прослоями кремнистых пород и известняков. Мощность ее варьирует на различных участках в пределах 500–1200 м. Субвулканические образования, комагматичные эффузивам, представлены штоками и дайками диабазов и габбро-диабазов. Главная закономерность строения толщи – увеличение с севера на юг и с востока на запад мощности отложений, а также количества и мощности прослоев лав базальтов, т.е. вулканогенно-осадочный тип разреза сменяется в этом направлении вулканогенным. В целом франский этап вулканизма в Восточно-Магнитогорском поясе характеризуется стромболианским, по Г. Макдональду [3], типом извержений. Вулканиты толщи характеризуются высоким коэффициентом эксплозивности, составляющим в восточной части ареала 70-80%. В западной части ареала (Магнитогорской зоне) он несколько ниже и составляет около 60%. Петрографические, петрогеохимические, минералогические и изотопные особенности вулканитов аблязовской толщи детально изучены и позволяют уверенно отнести их к известково-щелочной серии «развитой» стадии развития островных дуг [2, 6, 7, 8, 10].

Под названием погорельского комплекса объединены магматические образования одноименного интрузивного массива, а также мелкие массивчики, штоки и дайки позднефранского возраста, выявленные в Учалино-Александринской зоне. Сам Погорельский массив локализован в центральной части зоны, занимая одновременно центральное место в так называемой Верхнеуральской группе интрузивных массивов. На земной поверхности он имеет дугообразную форму, вытянут в субмеридиональном направлении на 10 км при ширине до 5 км, занимая площадь около 52 км<sup>2</sup>.

Погорельский массив состоит из нескольких штокообразных тел габброидов и прорывающих их трещинных интрузий субщелочных кварцевых диоритов и кварцевых монцодиоритов. Возраст массива вполне надежно устанавливается по геологическим данным. С востока он прорывается раннекаменноугольными гранитоидами Северо-Кассельского массива, с запада срезается сиенитоидами фаменской Верхнеуральской интрузии. На севере описываемый массив прорывает вулканогенно-осадочные образования живетско-раннефранской урлядинской толщи, которые интенсивно ороговикованы. Вблизи контакта габброиды массива содержат многочисленные ксенолиты ороговикованных базальтов и сами имеют такситовый облик. На юге массив прорывает вулканы эйфельско-раннеживетской александринской толщи, образуя в них многочисленные апофизы и инъекции. Важно отметить, что ксенолиты вмещающих массив пород встречаются как в краевых, так и в центральных частях массива, что свидетельствует о близости кровли и незначительном эрозионном срезе интрузии. Таким образом, возраст погорельского комплекса достаточно уверенно определяется как позднефранский, что подтверждает представления большинства изучавших его исследователей о комагматизме интрузивных пород погорельского комплекса и вулканических аблязовской толщи [2, 7, 8, 9, 10, 12]. Петролого-геохимическое изучение особенностей интрузивных образований также позволяет уверенно заключить, что они являются комагматическими с вулканическими аблязовской толщи, составляя вместе с последними единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Таким образом, изучение позднефранских магматических образований Восточно-Магнитогорского пояса позволяет сделать вывод об их формировании в условиях "развитой" островной дуги. Переход от «юной» к «развитой» стадии островодужного развития знаменует увеличением глубины магнообразования и вовлечением в этот процесс менее «истощенных» участков мантии, увеличением мощности островодужной коры и усилением тангенциального сжатия. Последнее явление имело следствием уменьшение проницаемости коры, что, в свою очередь, привело к преимущественно высокоэксплозивному типу вулканических извержений, реализации сложных механизмов дифференциации расплавов и формированию на уровне островодужного фундамента дунит-клинопироксенит-габбровых массивов.

### Литература

1. Альпинотипные гипербазиты Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 66 с.
2. Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: Наука, 1993. 80 с.
3. Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 430 с.
4. Марков М.С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
5. Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Яркова А.В., Кашина Л.В. Магнитогорское рудное поле. Путеводитель геологической экскурсии по основным месторождениям Магнитогорского рудного поля. Уфа: УНЦ РАН, 1995. 24 с.
6. Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г., Сурин Т.Н., Кашина Л.В., Плохих Н.А., Юрецкий В.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Южноуральская. Лист N-40-XXX. Комплект карт. Объяснительная записка. 184 с. 1998 г. СПб.: КФ ВСЕГЕИ МПР РФ.
7. Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г., Сурин Т.Н., Кашина Л.В., Плохих Н.А., Цин Д.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Южноуральская. Лист N-40-XXIV. Комплект карт. Объяснительная записка. 174 с. 1999 г. СПб.: КФ ВСЕГЕИ МПР РФ.
8. Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. Вулканизм позднего девона Магнитогорского мега-синклинория (геология, петрохимия, геохимия). Уфа: БФАН СССР, 1987. 33 с.
9. Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мега-синклинория (Южный Урал). Уфа: УНЦ РАН, 1994. 142 с.
10. Сурин Т.Н. Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс: Геотур, 1997. 310 с.
11. Сурин Т.Н. Сахаринский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс (Восточно-Магнитогорская зона, Южный Урал) – аналог образований Платиноносного пояса Урала // Металлогения и геодинамика Урала. Екатеринбург: УГГА, 2000. С. 82–85.
12. Сурин Т.Н., Овчарова Е.Н. Погорельский интрузивный комплекс и оруденение волковского типа (Южный Урал) // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч. 2. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 128–129.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЗОН СДВИГА В ДОРИФЕЙСКОМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ФУНДАМЕНТЕ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

Третьякова Н.И.

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, *tretjakova@neisri.ru*

Рудоконтролирующая роль зон сдвига общеизвестна. Ключевым моментом в выявлении закономерностей размещения полезных ископаемых в пределах этих важнейших в металлогеническом отношении структур является диагностика слагающих их динамометаморфических пород. Исследованию продуктов дислокационного метаморфизма посвящены многочисленные публикации, обзор которых выполнен А.И. Родыгиным [4]. В его монографии приводится классификация динамометаморфитов, в основу которой положена диаграмма «Скорость деформации – скорость восстановления» (Wise et al., 1984), принятая в настоящей работе.

Для сдвигов древнего заложения, субстратом которых служат супракрустальные толщи, регионально метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях, характерен вязкий облик. Это деформационно-метаморфические структуры, ведущим механизмом формирования которых является сдвиговое ламинарное скольжение и пластическое течение. Они представляют собой широкие зоны гранитизации, инъекций параавтохтонных гранитоидов, изоклинальной складчатости и будинажа [3].

Зоны сдвига, локализованные в кристаллическом фундаменте Омолонского массива, представляют интерес в связи с возможностью обнаружения приуроченных к ним промышленных скоплений железистых кварцитов. Породы, вмещающие оруденение – амфиболовые кристаллосланцы батикского комплекса – первоначально относились к регионально метаморфизованным вулканитам и стратифицировались. Позднее в результате детальных исследований они были классифицированы как бластомилониты, трассирующие зоны деформации [2]. Для зон характерен смешанный хрупко-пластический стиль деформаций, основной причиной чего явилась реактивация дислокаций в менее глубинных условиях. При совместном воздействии всестороннего литостатического давления, стресса и локального повышения температуры произошло преобразование как структурно-текстурных особенностей субстрата, так и его минерального состава. Оно проявилось на разных, иерархически соподчиненных уровнях организации вещества: минеральном → породном → формационном. Индикаторами этих преобразований являются [5]:

на минеральном уровне

- волнистое и блоковое угасание минералов
- растрескивание и дробление зерен
- механические двойники
- кинк-бенды
- лентикулярные и линзовидные зерна

на породном уровне

- кливаж
- зеркала и борозды скольжения
- мелкие приразломные складки
- директивные текстуры

• какириты

• брекчии

• милониты

• бластомилониты

• будинаж

на формационном уровне

- metabазиты стрелкинского комплекса
- тектонофациальные комплексы
- метасоматиты батикского комплекса, вмещающие тела железистых кварцитов
- пострудные диафориты зеленосланцевой фации.

Анализ разномасштабных деформационных проявлений в рудных полях, приуроченных к зонам сдвига, позволяет говорить о ведущей роли динамометаморфизма в процессах концентрации и локализации железистых кварцитов. Деформация сдвига обуславливает структурное разуплотнение субстрата; сопровождается метасоматическими преобразованиями благодаря притоку флюидов; способствует, как показано в работах по трибохимии, многократному увеличению скорости химических реакций [1].

Литература

1. Ениколопан Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С. Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением // ДАН СССР. 1986. Т. 288. № 3. С. 657–660.
2. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
3. Мельников А.И. Структурная эволюция метаморфических комплексов древних щитов. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2011. 288 с.
4. Родыгин А.И. Динамометаморфические породы. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. 356 с.
5. Фридман М. Структурная петрология // Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. М.: Мир, 1991. С. 362–370.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ S-ГРАНИТОВ: ОГРАНИЧЕНИЯ НА ОСНОВАНИИ СОСТАВА ПАРАГНЕЙСОВ, ДИАТЕКСИТОВ И ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ГРАНИТОВ

Туркина О.М.<sup>1,2</sup>, Сухоруков В.П.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, [turkina@igm.nsc.ru](mailto:turkina@igm.nsc.ru)

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Гранитоиды S-типа характеризуются повышенной глиноземистостью и наличием таких минералов как мусковит, гранат и кордиерит. По содержанию петрогенных элементов они отличаются от расплавов, экспериментально полученных при плавлении метапелитов и метаграувакк [4, 5] более высоким содержанием FeO, MgO, TiO<sub>2</sub> и пониженным SiO<sub>2</sub> [3]. Эти особенности состава S-гранитов, также как и вариации в содержании петрогенных элементов относительно SiO<sub>2</sub> объясняются в рамках модели *restite unmixing*, предполагающей различную степень сепарации расплава от реститовых фаз [2, 3]. Чтобы тестировать эту модель, авторами были изучены минеральный состав, геохимия пород и минералов из парагнейсов, диатекситов и жильных гранатсодержащих гранитов из гранулитового комплекса Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона).

Парагнейсы Иркутского блока представлены гранат-кордиерит-биотитовыми ±силлиманит, гранат-ортопироксен-биотитовыми и гранат-биотитовыми разностями. Метаморфизм парагнейсов происходил при T ~800 °C и P=6–7 кбар [1]. По составу парагнейсы отвечают ряду от глиноземистых пелитов до граувакк и характеризуются широкими вариациями SiO<sub>2</sub> (53–60%), других петрогенных элементов (FeO+MgO=13–16.3%) и как правило повышенным содержанием K<sub>2</sub>O (2.4–5.3%). Парагнейсы имеют слабо фракционированное распределение P3Э ((La/Yb)<sub>n</sub>=3.6–8.8) с отчетливым Eu минимумом (Eu/Eu\*=0.4–0.7). В полосчатых мигматизированных парагнейсах присутствует кварц-полевошпатовая лейкосомма с редкими зернами граната и биотита. Меланосомма состоит преимущественно из граната и кордиерита с включениями шпинели и силлиманита. Центральные части граната из меланосомы имеют ситовидную структуру с мелкими включениями кварца и биотита, внешние части зерен содержат только единичные более крупные включения этих минералов. Гранат характеризуется низкой магнезиальностью – Pgr от 29–31 и содержанием Sps – 1.0–1.2. От центра к краю зерна снижается кальциевость: Grs от 4.3 до 2.8 и содержание тяжелых P3Э и Y, что соответствует релевскому распределению лантаноидов и является типичным для гранатов из гранулитов.

Диатекситы имеют среднезернистую массивную структуру и сложены минеральной ассоциацией Pl+Qtz+Grt+Bi±Orx±Kfs±Crd. Признаками плавления в диатекситах служит появление кварц-полевошпатовых обособлений с крупными зернами граната, наличие в гранате зональных кварц-плагиоклазовых включений, иногда содержащих мелкие длиннопризматические кристаллы циркона. Формирование диатекситов связано с реакцией дегидратационного плавления Bt+Pl+Qtz±Sil → Grt+Kfs±Orx+расплав. В лейкократовых обособлениях гранат нередко сопровождается оторочками ортопироксена, что может отвечать растворению граната с ростом T. По составу выделяется два типа диатекситов. Первый тип петрохимически близок к наиболее лейкократовым парагнейсам (SiO<sub>2</sub>=59–63%; FeO+MgO=12.3–13.4%; K<sub>2</sub>O=3.1–5.1%) и по распределению P3Э не отличим от них ((La/Yb)<sub>n</sub>=5.2; Eu/Eu\*=0.5), следовательно плавление не сопровождалось разделением расплава и реститовых фаз. Для диатекситов первого типа расчет фазовых равновесий с использованием программного комплекса Perplex 668 показывает, что при P=6–7 кбар начало плавления происходит при T~860–870 °C. В сравнении с парагнейсами диатекситы второго типа в различной степени обогащены SiO<sub>2</sub>=59–68% и обеднены феррическими компонентами (FeO+MgO=11–6.8%), тяжелыми P3Э и Y с ростом (La/Yb)<sub>n</sub> (18–58), что свидетельствует о сепарации из расплава реститовых минералов, прежде всего граната. Диатекситы второго типа отличаются также пониженным содержанием K<sub>2</sub>O (1.1–1.9%) в сравнении с парагнейсами и диатекситами первого типа. Снижение содержания K<sub>2</sub>O позволяет предполагать частичную потерю обогащенного калием лейкогранитного расплава, образованного в результате дегидратационного плавления. Увеличение со-



держания плагиоклаза в диатекситах приводит к появлению у наиболее лейкократовых разновидностей Eu максимума ( $Eu/Eu^*=1.2-1.4$ ). О возможном отделении расплава свидетельствует наличие в диатекситах второго типа тонких (<1 см) обособлений лейкократового материала, представленного кварц-полевошпатовым агрегатом с единичными зернами граната. Относительный рост CaO диатекситах сопровождается увеличением доли Grs в краевой зоне граната (Grs от 3.1 до 4.9) и содержания An в плагиоклазе (An 32 до 41) на контакте с гранатом. Увеличение Grs компонента в гранате сопровождается увеличением концентраций тяжелых РЗЭ и Y.

Гранатосодержащие жильные граниты характеризуются наиболее низким содержанием  $FeO+MgO$  (3.8–3.3%), повышенным  $K_2O$  (3.7–5.9%) и отчетливым Eu минимумом ( $Eu/Eu^*=0.2-0.6$ ). Вместе с тем, состав гранитов не соответствует расплавам, экспериментально полученным при плавлении метапелитов ( $FeO+MgO=1-1.5\%$ ) [5] и метаграувакк ( $FeO+MgO=0.9-2.9\%$ ), отличаясь пониженной кремнекислотностью и обогащением фемическими компонентами, что является следствием не полного отделения расплава от реститового материала. В пользу такой интерпретации свидетельствует зональность граната в наиболее меланократовых разновидностях гранитов с ростом Grs и содержания тяжелых РЗЭ и Y, аналогичная гранату из диатекситов. Напротив, гранат из более лейкократовых гранитов отличается обеднением тяжелых РЗЭ и Y от центра к краю зерна, что определяется совместимым поведением этих элементов при кристаллизации граната из расплава.

Таким образом, парагнейсы, содержащие слабо сегрегированную лейкоому, представляют собой начальные продукты анатексиса, происходящего в закрытой системе. Формирование диатекситов связано с увеличением доли расплава с ростом T. Широкие вариации петрохимического и редкоэлементного состава диатекситов обусловлены различной степенью сепарации расплава и реститовых фаз, а также частичной потерей расплава. При сегрегации расплава и формировании гранатосодержащих гранитов происходит как захват граната, образованного при реакции дегидратационного плавления, так и кристаллизация граната из расплава.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 15-05-02964 и 14-05-00373).*

#### Литература

1. Сухоруков В.П. Декомпрессионные минеральные микроструктуры в гранулитах Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1314–1335.
2. Chappell B.W., White A.J.R., Wyborn D. The importance of residual source material (restitute) in granite petrogenesis. // J. Petrology. 1987. V. 28. P. 1111–1138.
3. Clemens J.D., Stevens G. What controls chemical variation in granite magmas? // Lithos. 2012. V. 134–135. P. 317–329.
4. Montel J.-M., Vielzeuf D. Partial melting of metagreywackes. Part II. Composition of minerals and melts. // Contribution Mineral. Petrol. 1997. V. 128. P. 176–196.
5. Patino Douce A.E., Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis // J. Petrology. 1998. V. 39. P. 689–710.

## МАГМАТИЗМ, СОПРОВОЖДАЮЩИЙ РАСКРЫТИЕ И ЗАКРЫТИЕ УРАЛЬСКОГО ПАЛЕООКЕАНА И ФОРМИРОВАНИЕ ОРОГЕНА: ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ЦИКЛЕ ВИЛЬСОНА

Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*

**Раскрытие** океанического бассейна фиксируют магматические комплексы, сосредоточенные на западном склоне Урала. Эта область, представляющая собой восточную окраину Восточно-Европейского кратона, в доуральский период испытала два мощных по интенсивности этапов внутриплитного континентального рифтогенеза. Как предполагает одна из существующих точек зрения [1, 4], эти этапы рифтогенеза предшествовали во времени раскрытию на востоке двух палеоокеанов – Доуральского (средне?-позднерифейско-вендского) и собственно Уральского палеозойского, разделяющих три кратона: Восточно-Европейский, Сибирский и Казахстанский. Раскрытию Доуральского океана предшествовало формирование среднерифейской Кувашко-Машакской рифтовой структуры. Эволюция магматизма этой структуры практически повторяет все последовательные этапы деструкции континентальной коры, характерные для современных рифтовых систем, развитие которых завершается образованием спрединговых зон с корой красноморского типа. Об этом свидетельствует появление здесь пород (назымские амфиболиты), по своим геохимическим характеристикам близких к океаническим базальтам спредингового типа. Как и при эволюции магматизма рифтовой системы Северо-Восточной Африки и Красноморского региона, в магматитах Кувашко-Машакского рифта наблюдается

закономерное изменение химизма пород: последовательно снижается общая щелочность и увеличивается количество кремнезема, уменьшается содержание Mg и Ca, а также – содержание некогерентных редких элементов (Li, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Ti, P, РЗЭ) при росте концентрации элементов группы железа – Cr, Ni, Co и Cu, снижается доля трехвалентного железа. Яркое проявлено влияние плюмовой составляющей на вещественный состав пород.

Закрытие Доуральского океана сопровождалось вендским по возрасту кадомским орогенезом [5, 6]. Магматические комплексы этого возраста (500–600 млн лет) представлены гранитами и базитами. В результате предстоящих детальных исследований их вещественного состава следует уточнить, принадлежат ли эти комплексы кадомскому орогенезу или фиксируют начало раскрытия Уральского палеозойского океана. Проблема осложняется тем, что в возрастном интервале 530–580 млн лет развиты не только отмеченные магматиты, но, по-видимому, некоторые породы Платиноносного пояса Урала [2, 4, 8], часть офиолитовых комплексов. В последнее время накапливается все больше данных о наличии на Урале по крайней мере двух возрастных уровней офиолитовых комплексов, представляющих собой фрагменты обдуцированной океанической литосферы, – вендско-раннекембрийского и ордовикского [3, 5, 7], что косвенно подтверждает идею о двух океанических бассейнах, предшествовавших формированию Уральского орогена.

**Закрытие** палеозойского океанического бассейна сопровождалось интенсивным магматизмом, наиболее полно проявленным на восточном склоне Урала. На основе результатов датирования цирконов из магматических пород современными локальными методами анализа установлена дискретность палеозойского магматизма, в эволюции которого выделены следующие главные этапы: 460–420, 415–395, 405–400, 365–355, 345–330, 320–315, 290–250 млн лет. Эти этапы совпадают с пиками магматической активности в пределах Урало-Монгольского пояса и варисцид Европы, а также с вариациями изотопного состава стронция в морской воде палеозоя [9], что свидетельствует о связи уральского магматизма с глобальной эндогенной активностью.

Вещественная эволюция палеозойского магматизма заключается в смене мантийного магматизма (460–395 млн лет) мантийно-коровым (365–315 млн лет), а последнего – коровым гранитным магматизмом (290–250 млн лет) [8]. Все отмеченные возрастные группы магматических пород эволюционно связаны друг с другом и представляют собой единый ряд орогенного в широком смысле слова известково-щелочного по вещественному составу магматизма. Очаг ведущего типа магматизма в ходе развития орогена смещается с глубин 80–100 км (15–20 кбар) из мантийного клина до 20–30 км (5–8 кбар) в область коры вследствие изменений в тепловом поле, происходящих в ходе развития орогена.

Смена мантийного магматизма мантийно-коровым и коровым фиксируется общеуральским этапом магматизма раннедевонского возраста (410–395 млн лет).

На Южном Урале раннедевонские магматиты представлены ультрамафит-мафитовыми расслоенными и кольцевыми интрузиями, роями спессартитовых даек, а на Среднем – габбро-гранитоидными сериями в Платиноносном поясе, Тагильской вулканогенной зоне, в Рефтинском аллохтоне и в палеоконтинентальной зоне северо-западного мегаблока. Магматические породы имеют как калиевую, так и натровую специализацию. Породы первого типа завершают этап мантийного ордовикско-силурийского магматизма (в том числе в Тагильской зоне), второго – начинают среднедевонско-пермский мантийно-коровый магматизм (Магнитогорская зона, континентальная окраина) и коровый магматизм

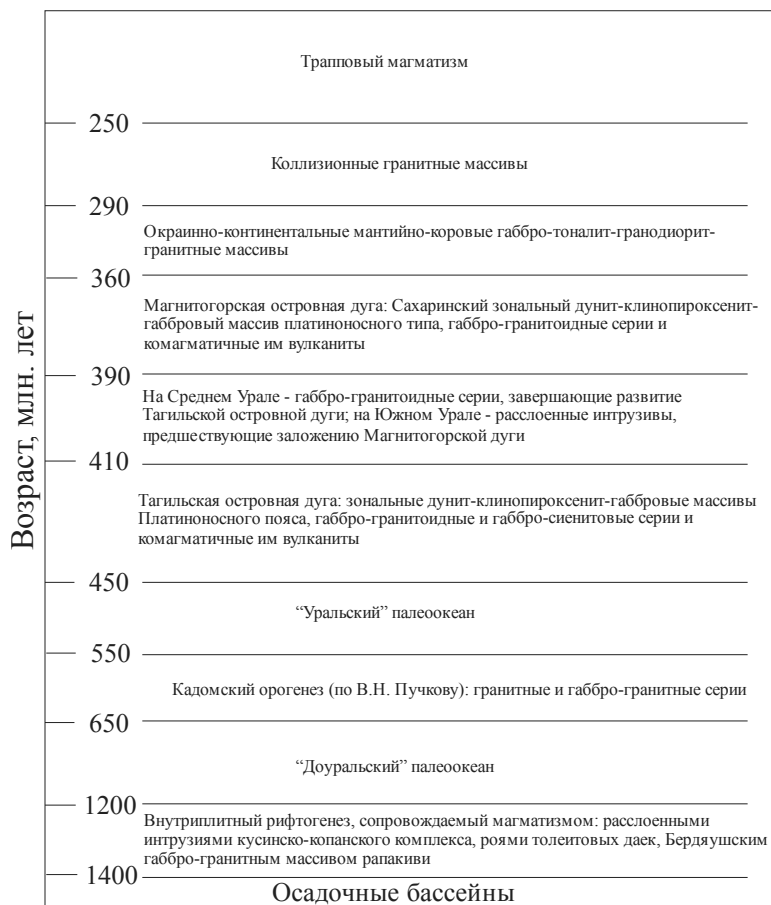
Мантийный ордовикско-среднедевонский магматизм имеет преимущественно базитовый состав и представлен вулcano-плутоническими ассоциациями: дунит-клинопироксенит-габбровыми, существенно габбровыми и габбро-гранитоидными. Ведущий механизм эволюции – кристаллизационная дифференциация. Состав исходной магмы для всех ассоциаций отвечает ультрамафитовому или мафитовому. В ходе эволюции с разрывом в 20–30 млн лет происходит смена маловодных существенно габбро-норитовых серий водными роговообманковыми габброидами с первичным эпидотом.

Мантийно-коровый и коровый магматизм на Урале принадлежат преимущественно к водному типу. Мантийно-коровый представлен габбро-тоналит-гранодиорит-гранитными (ГТГГ) сериями, в которых базитовая мантийная составляющая – это роговообманковые габброиды, а гранитоиды большей частью являются продуктами частичного плавления базитов, которое осуществляется в пределах коры островодужного или континентального типа. В петрогенезе серий существенную роль играет анатексис, а не только и не столько кристаллизационная дифференциация, как в мантийных сериях. Формирование ГТГГ комплексов, которое сопровождается андерплейтингом водной базитовой магмы, – это главный процесс формирования новой земной коры Уральского орогена. Судя по составу ксенолитов, ее нижние горизонты и сложены продуктами кристаллизации водной базитовой магмы – роговообманковыми габбро, а также их метаморфическими эквивалентами – амфиболитами. Собственно гранитный существенно коровый магматизм пермского возраста принадлежит водному типу и эволюционно связан с предыдущими ГТГГ комплексами, гранитоиды которых представляют собой большую часть субстрата пермских гранитов. В составе субстрата гранитов помимо ГТГГ комплексов местами существенную роль играли и породы доуральского фундамента.

В эволюции магматизма Уральского подвижного пояса ярко проявлен процесс континентализации структуры, который проявляется в последовательном изменении состава преобладающего источника магматических комплексов, в возрастании роли кремнекислых пород, в формировании в процессе магматизма новой коры континентального типа.

В схематическом виде часть изложенных выше данных показана ниже. Схема отражает основные тектоно-магматические события в развитии Урала в возрастном диапазоне мезопротерозой-ранний мезозой. Цифровые значения возраста колеблются в пределах  $\pm 5\text{--}10$  млн лет. И это происходит не только вследствие аналитических погрешностей, но и потому, что время наступления или окончания того или иного события в разных блоках Урала неодинаково.

Схема эволюции магматизма Урала (цикл Вильсона)



## Литература

1. История развития Уральского палеоокеана (ред. Зоненшайн Л.П.). М.: Изд. Института океанологии. 1984. 187 с.
2. Краснобаев А.А., Беа А., Феритатер Г.Б., Монтеро П. Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия в Тагильского мегасинклиория // ДАН. 2007. Т. 413. № 6. С. 785–790.
3. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала // Докл. РАН, 2010а. Т. 432, № 2. С. 220–226.
4. Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Доклады РАН. 2006. Т. 409, № 1. С. 104–109.
5. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
6. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
7. Савельева Г.Н., Сулов И.В., Ларионов А.Н. Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромититов // Геотектоника. 2007. № 2. С. 23–33.
8. Феритатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: Изд. УрО РАН. 2013. 365 с.
9. Veizer J., Ala D., Azmy K. et al. 87Sr/86Sr,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater // Chem. Geology. 161. 1999. P. 59–88.

**МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ УРАЛА В ОБСТАНОВКАХ СУБДУКЦИИ, АККРЕЦИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ****Холоднов В.В., Шагалов Е.С.***Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, holodnov@igg.uran.ru*

На Урале, на этапах закрытия уральского палеоокеана и образования его активной континентальной окраины выделяются два главных аккреционно-коллизийных события. Они характеризуют этапы последовательного приращения к краю Восточно – Европейской платформы (ВЕР) – островных дуг и микроконтинентов, офиолитов и комплексов Платиноносного пояса (ППУ).

**Аккреционно-коллизийный этап S<sub>2</sub> –D<sub>1</sub>.** В конце силура и начале девона в Тагильской мегазоне, как и в начале карбона в Магнитогорской мегазоне, островодужный режим сменяется на аккреционно-коллизийный и трансформный, для которых характерно чередование во времени процессов сжатия с процессами растяжения, сдвига-раздвиговых деформаций и надсубдукционного рифтогенеза. На этих этапах происходит тесно сближенное во времени и пространстве, вплоть до субсинхронного, образование различных по составу и генезису гранитоидных серий (комплексов): 1) производных внутриплитных мантийных магм; 2) надсубдукционно-коровых анатектических серий диорит-гранодиорит-гранитного состава; 3) предшествующих им во времени известково-щелочных гранитоидов андезитовидного ряда. Для всех этих гетерогенных серий характерна связь с зонами палеосубдукции, что определяет их геохимические и металлогенические особенности.

На Среднем и Северном Урале – в Тагильской мегазоне – надсубдукционный рифтогенный магматизм начинается с формирования позднесилурийской горблагодатской толщи и позднесилурийско-раннедевонской туринской свиты [2, 6]. Выполняемые вулканогенно-осадочными образованиями этих свит палеодепрессии и грабены на западе мегазоны закономерно вписываются в крупную субмеридиональную рифтогенно-сдвиговую зону. Она контролирует размещение не только бимодальных вулканитов S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>, но и рудоносных интрузий габбро-диорит-сиенитового состава тагило-кушвинского комплекса, датируемого возрастом 425–405 млн лет и связанных с ними крупных скарново-магнетитовых месторождений. Для интрузивных пород тагило-кушвинского комплекса и комагматичных им бимодальных вулканитов характерны не только высокие концентрации Fe и Ti, но и высокие содержания Nb, Zr, Y и др. высокочarged элементов, характерных для внутриплитных магм.

Одновременно с рифтогенным внутриплитным магматизмом, в Тагильской мегазоне на субстрате Платиноносного пояса Урала, в его восточной краевой части, произошло формирование коровой гранитоидной ассоциации. Она включает анатектическую лейкогаббро-анортозит-плагиогранитную (ЛАП) серию, детально охарактеризованную во многих публикациях [4 и др.] и диорит-тоналит-гранитоидную серию горы Ермакова, с возрастом циркона 406 млн лет. Корневые зоны ЛАП серии обнажены в крупном Черноисточинском массиве, а верхние – в Кытлымском, Качканарском и Кумбинском массивах – в виде эруптивных брекчий, штокверковых и дайковых зон. U-Pb возраст циркона в роговообманковом анортозите Черноисточинского массива – 423 млн лет. Лейкодиориты и плагиограниты Кытлымского массива характеризуют более поздний этап анатексиса 416–413 млн лет. В целом, общий диапазон корового гранитообразования в восточной краевой части комплексов ППУ составлял 423–406 млн лет.

Коровому магматизму в составе ППУ во времени предшествовал этап формирования маловодных мантийно-коровых гранитоидов андезитовидного ряда. Диорит-гранодиорит-гранитные интрузии этого генетического типа образуют узкий по ширине, но сильно вытянутый в меридиональном направлении пояс, также формирующийся в восточной краевой части комплексов ППУ. Гип-мезоабиссальные диорит-гранодиорит-гранитные интрузии этого пояса, ранее были отнесены к тагильскому комплексу, датированному по циркону возрастом 430 млн лет [4 и др.].

Таким образом, в восточной краевой зоне комплексов ППУ мантийно-коровые диорит-гранодиоритовые интрузии андезитовидного ряда совместно с коровыми гранитоидными анатекитами (ЛАП серия и др.) образуют в пространстве единый узколинейный субмеридиональный пояс. Этот пояс тесно сближен во времени и в пространстве с поясом рифтогенных габбро-гранитных интрузий, также вытянутым в субмеридиональном направлении на сотни км. Сближенность в пространстве, узколинейный характер развития данных гетерогенных по магматическим источникам гранитоидных поясов, близкие возрастные диапазоны их формирования: мантийно-коровых андезитовидных 430 млн лет, коровых 423–406 млн лет и внутриплитных железосодержащих 425–405 млн лет, является реальным свидетельством связи этих гранитоидных поясов с единым тектоно-магматическим этапом, характеризующим смену геодинамических обстановок в S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>. Как известно, синхронное проявление корового и внутриплитного мантийного магматизма – это один из характерных признаков трансформного магматизма на границах скольжения литосферных плит [5 и др.]. По-видимому, в условиях косой коллизии, скольжение плит на Урале способствовало разрыву субдуцированной океанической

литосферы под Тагильской мегазоной, деструкции ее островодужного фундамента, с внедрением в него крупного линейного астеносферного диапира (плюма?), который и определял столь контрастный гранитоидный магматизм Тагильской мегазоны в позднем силуре и раннем девоне. Этот астеносферный диапир вызвал не только магматизм внутриплитного типа, но и прогрев, метаморфизм и анатексис восточной краевой части пояса ППУ, что и определило субсинхронный надсубдукционно-коровый и внутриплитный магматизм Тагильской мегазоны.

Позднее, ситуация с образованием близких по возрасту, но различных по составу, генезису и рудоносности аккреционно-коллизийных и рифтогенных гранитоидных серий (комплексов) повторяется на востоке Тагильской мегазоны, вдоль ее стыка с Салдинским микроконтинентом. С некоторым опережением во времени, здесь также формируется андезитовый комплекс, датируемый возрастом циркона 407,7 млн лет [1]. Более поздний рифтогенный ауэрбаховский габбро-гранитный комплекс имеет радиогенный возраст 404–405 млн лет [4]. Первый из них, сопровождается крупными медно-скарновыми месторождениями (Краснотурьинское рудное поле), хорошо известными по работам Д.С. Коржинского и мелкими диоритовыми массивами с медно-порфировой минерализацией, а второй – крупными промышленными месторождениями скарново-магнетитовой рудной формации (Песчанская и Ауэрбаховская группы). Особенностью развития данных аккреционно-коллизийного андезитового и рифтогенного комплексов является их тесно сближенное в пространстве нахождение. С учетом новых изотопно-возрастных данных, доказывається [1], что эти типы рудных месторождений отвечают различным последовательно формирующимся рудно-магматическим системам.

**В Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонах в D3 –C1** надсубдукционный известково-щелочной магматизм (андезитовый и коровый) имеет широкое площадное распространение: от ГУРа на западе, до Зауралья и шовных зон с Казахстаном. В этом ареале формируются многочисленные полихронные, очень крупные коровые батолиты (плутоны) ГТГГ типа. Их характерными примерами являются Пластовский, Челябинский, Суундукский и др. на Южном Урале, Верхисетский на Среднем. С заключительными фазами и дайковыми роями этих плутонов, ассоциированы крупные месторождения золота кварц-жильного типа (Березовское, Кочкарское и др.). Широкий ареал образуют и андезитовые комплексы с медно-порфировым, медно-молибден-порфировым и золото-порфировым оруденением. Часто они формируются в виде вулканоплутонических поясов, контролируемых крупными субмеридиональными разломами и сопровождаются коагматическими им вулканиитами. В D3 – C1 на этапе смены островодужного режима на аккреционно-коллизийный и трансформный окраинно-континентальный, начало формирования (365–360 млн лет) ранних габбро-диоритовых серий в надсубдукционно-коровых плутонах (Челябинском, Верхисетском и др.), во времени совпадает с наиболее продуктивным на медно-молибден-порфировое и золото-порфировое оруденение этапом андезитового магматизма (Тарутинско-Михайловский рудоносный пояс и др.).

В пространстве ареалы и пояса надсубдукционного известково-щелочного корового и андезитового магматизма разделены рядом субмеридиональных рифтогенно-сдвиговых грабеновых структур. Габбро-гранитоидные интрузии и бимодальные вулканические комплексы C1.2 в которых являются высокохлороносными и сопровождаются крупным скарново-магнетитовым оруденением. С запада на восток – это Магнитогорская, Иргизская, Валерьяновская рифтогенно-грабеновые структуры. Формирование интрузий рудоносного магнитогорского габбро-гранитного комплекса, связывается с деструкцией субдуцирующей океанической плиты, образованием «slab-window» и подъемом горячего астеносферного диапира к основанию литосферы [3 и др.]. Одновременно с надсубдукционно-рифтогенным магматизмом внутриплитного типа в раннем карбоне (340–330 млн лет) происходит формирование и надсубдукционно-коровых плутонов (Сыростано-Тургоякская группа, Неплюевский массив и др.), которые пространственно тяготеют к ГУР,у и крупным шовным зонам, разделяющим островодужные и микроконтинентальные террейны и мегазоны Южного Урала.

Таким образом, на этапах формирования активной континентальной окраины Урала в S2 –D1 и D3 –C1 выделены и охарактеризованы различные соотношения в пространстве и во времени, вплоть до субсинхронных, надсубдукционных известково-щелочных и внутриплитных магматических ассоциаций.

*Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-00576.*

#### Литература

1. Грабежев А.И., Смирнов В.Н. Артемовско-Алтынайский рудно-магматический ареал медно-порфирового типа (Средний Урал): U-Pb SHRIMP-II возраст, петрогеохимия гранитоидов и генетическая специфика // Литосфера. 2012. № 6. С.78–89.
2. Петров Г.А. Проявление тектонической обстановки скольжения плит в фанерозойской истории Среднего Урала: постановка проблем и некоторые направления исследования // Ежегодник –2012. Тр. ИГТ УрО РАН, вып. 160, 2013. С.56–61.
3. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
4. Феритатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

5. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологич. процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 45–49.

6. Холоднов В.В., Петров Г.А., Коновалова Е.В. Скарново-магнетитовые месторождения Урала: возрастная и геодинамическая типизация, флюидный режим, магматические источники // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. М.: ИМГРЭ, 2013. С. 94–109.

## ГЕОДИНАМИКА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО БАТОЛИТООБРАЗОВАНИЯ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Цыганков А.А.<sup>1</sup>, Литвиновский Б.А.<sup>2</sup>, Бурмакина Г.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, e-mail: tsygan@gin.bscnet.ru

<sup>2</sup>Dept. of Geological and Environmental Sciences, Ben Gurion University of the Negev, Beer Sheva 84105, Israel

Позднепалеозойская гранитоидная провинция Западного Забайкалья представляет собой одну из многих на Земле областей, где разные по составу гранитоиды формировались одновременно в течение нескольких десятков миллионов лет. Более того, гранитоидный магматизм сопровождался, а возможно и инициировался, мантийным мафическим магматизмом повышенной и высокой щелочности.

В последние 10–15 лет в регионе выполнен большой объем изотопно-геохронологических исследований, охватывающих как собственно гранитоиды, так и породы базитового и щелочного ряда. Некоторым промежуточным итогом этих исследований стало признание того, что основной объем гранитоидов региона, включая гигантский (150 тыс. км<sup>2</sup>) Ангаро-Витимский батолит (АВБ), сформировался в позднем палеозое (конец карбона, начало перми), а не в докембрии или раннем палеозое как считалось ранее. В связи с этим особую актуальность приобрели проблемы, связанные с достоверностью и разрешающей способностью использованных геохронологических методов; с определением общей продолжительности позднепалеозойского магматического цикла и правомерности его «подразделения» на отдельные этапы; с реконструкцией источников магм разнотипных гранитоидов и раскрытием взаимосвязей собственно корового гранитообразования и мантийного магматизма, в том числе щелочного; с вещественной эволюцией разнотипных салических магм и их рудным потенциалом и т. д. Важно отметить, что среди всего многообразия проблем, связанных с формированием гигантских объемов гранитоидов, особое место занимает вопрос геодинамики батолитообразования, что имеет непосредственное отношение и к Забайкалью, поскольку существующие точки зрения подчас диаметрально противоположны.

В Западном Забайкалье разновозрастные и разные по составу гранитоиды занимают не менее 80 % общей площади региона. Судя по имеющимся данным [3, 4 и ссылки в этих работах] подавляющая часть этих пород сформировалась в позднем палеозое, в период примерно с 330 до 275 млн лет назад. Детальные U-Pb изотопно-геохронологические исследования, проведенные в юго-западной части Западно-Забайкальского магматического ареала, дополненные выполненными ранее определениями, позволили предложить следующую последовательность магматических событий [3].

Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Забайкалья начался с формирования известково-щелочных биотитовых гранитов Ангаро-Витимского батолита (баргузинский комплекс), суммарная площадь которого составляет около 150 000 км<sup>2</sup>. Батолит (ареал-плутон) включает множество отдельных массивов как автохтонных, так и типично интрузивных гранитов близкого состава, различающихся внутренним строением и текстурно-структурными особенностями. Формирование гранитоидов баргузинского комплекса происходило в период примерно с 325–330 до 310–290 млн лет назад [3].

Следом за АВБ, одновременно, в период с 305 до 285 млн лет назад, сформировались гранитоиды двух геохимических типов: а) высококалийные кварцевые монзониты и кварцевые сиениты с подчиненными габброидами (чивыркуйский интрузивный комплекс); б) переходные от высококалийных известково-щелочных к субщелочным кварцевые сиениты и лейкограниты зазинского комплекса, также сопровождающиеся синплутоническими базитовыми интрузиями и комбинированными дайками.

Следующий этап – 285–278 млн лет назад ознаменовался становлением высококалийной монзонит-сиенит-кварцевосиенитовой интрузивной серии с синплутоническими базитами. Типоморфными разностями пород этой серии являются монзонитоиды, обычно сопровождающиеся кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами с постепенными переходами между ними. Сопутствующие базиты представлены комбинированными дайками и синплутоническими интрузиями высококалийных (шошонитовых) габбро, отмечаются мафические включения.

Позднепалеозойский магматизм завершился становлением щелочнополевошпатовых и щелочных гранитов и сиенитов Брянского и Хоринского плутонов (ранне-куналейский комплекс, 280–273 млн лет) [3]. Формированию щелочно-гранитоидных плутонов предшествовали дайки бимодальной трахибазальт – трахит – трахириолитовой серии, образующие протяженный (около 200 км) пояс, а также излияния трахидацит-трахириолитовых и трахибазальт-комендитовых лав. Следует отметить, что аналогичного состава щелочные гранитоиды и эффузивные образования составляют Монголо-Забайкальский вулкано-плутонический пояс, который только на территории Забайкалья включает более 350 отдельных массивов щелочных гранитов, а также обширные вулканические поля сложенные трахибазальтами, трахириолитами и комендитами. Возрастные данные по некоторым из них (Харитоновский, Мало-Куналейский массивы, вулканы цаган-хуртейской свиты указывают на поздне триасовый (230–210 млн лет) возраст, однако «количественные соотношения» вулкано-плутонических комплексов двух возрастных групп пока неизвестны.

Таким образом, позднепалеозойский магматизм Западного Забайкалья начавшись с формирования гигантского объема умеренно-калиевых известково-щелочных гранитов баргузинского комплекса (АВБ) эволюционировал в сторону возрастания щелочности однотипных пород (гранитоидов, базитов) и возрастания доли мантийного магматизма во времени.

Геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья, как отмечалось, дискуссионна. Обсуждаются несколько возможных моделей: плюмовая [4], модель активной континентальной окраины [5], постколлизийная модель [3, 7]. Кроме того, следует отметить модель деламинации коры коллизийного орогена [1]. Каждая из этих моделей имеет как достоинства, так и слабые места, однако в целом следует признать, что вопрос позднепалеозойской геодинамики Забайкалья может быть решен лишь с привлечением данных «независимых» от собственно гранитоидов.

Модель позднепалеозойской активной континентальной окраины пользуется достаточно широкой поддержкой. Тем не менее, целый ряд фактов плохо согласуется с этими представлениями. Позднепалеозойский магматизм Забайкалья имеет ареальный, а не линейный, как в АКО, характер; гранодиориты, тоналиты и плагиограниты среди позднепалеозойских образований отсутствуют или имеют крайне ограниченное распространение; практически нет андезитовых (в широком смысле) вулканогенных образований соответствующего возраста, тогда как кембрийские карбонатные и девон-раннекаменноугольные терригенные отложения местами сохранились.

Еще один вариант интерпретации геодинамики позднепалеозойского гранитообразования в Забайкалье предложен в [3, 7]. Предполагается, что формирование АВБ происходило в постколлизийный этап развития Байкальской складчатой области. При этом под «постколлизийным» понимается период после завершения коллизии двух или более «континентальных» плит и сопутствующего высокотемпературного метаморфизма в условиях значительных горизонтальных перемещений террейнов вдоль крупных сдвиговых зон (mega-shear zones) [6], что предшествует переходу к типично внутримитному режиму. Очевидно, что предлагаемая модель имеет право на жизнь лишь в том случае, если будут получены надежные свидетельства коллизийных событий, непосредственно предшествующих гранитообразованию. Такие свидетельства появились в последние годы. Однако, масштаб коллизийных (орогенных) процессов, был, судя по всему, не столь значителен, чтобы обеспечить формирование гигантского объема гранитоидов в относительно короткий период времени.

Плюмовая модель гранитообразования вероятно наиболее обоснована. Одним из надежных магматических индикаторов «плюмовой» геодинамики являются породы базитового и щелочно-базитового ряда, геологические и геохронологические данные по которым [2] указывают на их синхронность с процессами гранитообразования.

Исходя из этого можно предположить, что специфика позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья определялась пространственно-временным совмещением низкоэнергетического мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. На раннем этапе магматизма, при формировании баргузинских гранитов, мантийный плюм оказывал исключительно тепловое воздействие на породы относительно разогретой (в результате герцинских складчато-надвиговых деформаций) коры. «Горячая» пластичная кора была трудно проницаема для мантийных магм, поэтому, на первом этапе доминировал кондуктивный теплоперенос, что согласуется с широким развитием автохтонных гранитов (порядка 20% баргузинского комплекса) и отсутствием «мантийных меток» в аллохтонных разностях.

Смещение мантийных базитовых и коровых салических магм на разных гипсометрических уровнях означало переход от коровых гранитов к смешанным – мантийно-коровым, включающим все (вероятно кроме щелочных гранитов) постбаргузинские комплексы. Таким образом, позднепалеозойский магматизм Забайкалья, по своему месту в геологической истории, является посторогенным (постколлизийным), но инициирован и развивался под воздействием мантийного плюма.

## Литература

1. Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В. Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГТГН РАН, 2000–2001 гг. / Ред. Рундквист Д.В., М., 2003. С. 185–199.
2. Дорошкевич А.Г., Рупп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // Доклады АН. 2012. Т. 443. № 1. С. 73–77.
3. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.
4. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 451–466.
5. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 79–97.
6. Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // Lithos. 1998. V. 45. P. 1–28.
7. Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkali magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.

## ПОЗДНЕПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫЙ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ДАРХАТСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) – ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ И СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Цыпукова С.С.<sup>1</sup>, Перепелов А.Б.<sup>1</sup>, Демонтерова Е.И.<sup>2</sup>, Иванов А.В.<sup>2</sup>, Травин А.В.<sup>3</sup>, Дриль С.И.<sup>1</sup>, Щербakov Ю.Д.<sup>1</sup>, Одгэрэл Д.<sup>4</sup>, Пузанков М.Ю.<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: svetats@igc.irk.ru

<sup>2</sup> Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: dem@crust.irk.ru

<sup>3</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: travin@igm.nsc.ru

<sup>4</sup> Институт геологии и минеральных ресурсов АНМ, г. Улан-Батор, e-mail: d\_odgerel@yahoo.com

<sup>5</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: puzankov@kscnet.ru

Кайнозойский вулканизм в Центральной Азии сопряжен с развитием внутриконтинентальных рифтогенных структур или с формированием крупных ареалов проявлений базальтоидных магм, связанных в своем происхождении с процессами плюмового магмогенеза [1, 2]. Проведение геохронологических и петролого-геохимических исследований свойственных таким структурам вулканических комплексов ставит своей целью установить историю их формирования и вещественные особенности слагающих их пород, а также условия образования расплавов и природу источников магм в связи с процессами глубинной геодинамики и астеносферно-литосферного взаимодействия. Решение этих задач возможно при изучении направленности эволюции вулканических процессов и изменений составов пород на примере локализованных и длительно развивающихся ареалов базальтоидного вулканизма. Одним из примечательных по многообразию продуктов вулканической деятельности и длительности формирования является слабо изученный до последнего времени ареал кайнозойского вулканизма Дархатской впадины в Северной Монголии, расположенный на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ).

Дархатская впадина представляет собой одну из крупнейших тектонических структур субмеридионального заложения в строении БРЗ, ее восточный фланг находится в 40–50 км к западу от озера Хубсугул. Впадина представляет собой рифтогенный прогиб протяженностью до 120 км с севера на юг и до 35–45 км с запада на восток. Вулкано-генные комплексы Дархатской впадины, локализованы, главным образом, в северо-западном и северном сегментах структуры, и принадлежат Хубсугульскому сектору Южно-Байкальской вулканической области (рис. 1) [1].

Время образования собственно Дархатской рифтогенной структуры может быть оценено на основе корреляции тектонических и магматических событий в Прихубсугулье. Сведения из работ [3, 4] предполагают, что формирование Дархатской и сопряженной с ней Хубсугульской впадин происходило на поздней стадии «быстрого рифтинга» в БРЗ, начиная от временной границы поздний миоцен и плиоцен, не ранее, чем 6–5 млн лет назад. Возраст вулканической активности Дархатской впадины и прилегающей к ней территории прежде оценивался только по данным геологических исследований и К/Аг изотопного датирования пород и определен в исключительно широком временном интервале, начиная от границы олигоцена и миоцена и



вплоть до позднего плейстоцена [1, 2, 5, 6]. Новые геохронологические данные позволили уточнить возрастные характеристики вулканизма Дархатской котловины и выделить этапы эндогенной активности этой структуры. Выделенные этапы различаются вещественными особенностями свойственных им пород, а также условиями образования и эволюции магматических расплавов.

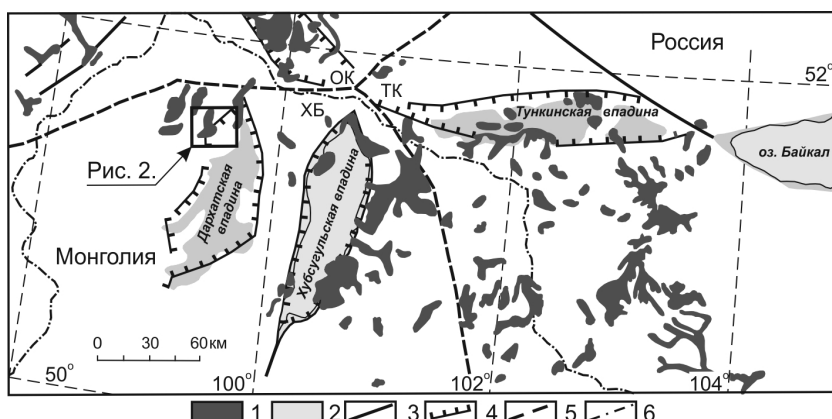


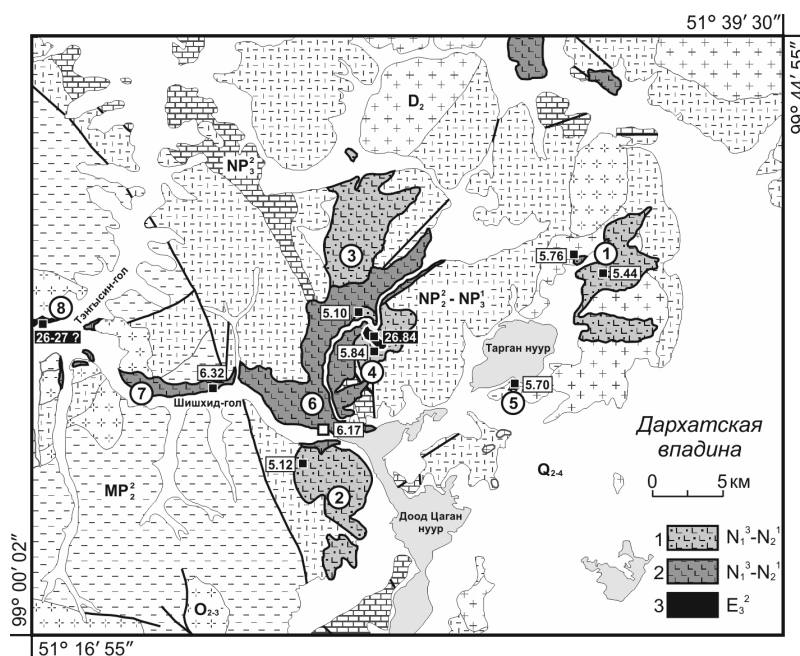
Рис. 1. Схема строения юго-восточного сегмента Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО) по [1].

Условные обозначения: 1 – позднепалеоген-неоген-четвертичный вулканогенные комплексы, 2 – позднекайнозойские осадочные отложения рифтогенных впадин, 3 – разломы, 4 – границ рифтогенных впадин, 5 – границы секторов ЮБВО (ТК – Тункинский, ХБ – Хубсугульский, ОК – Окинский), 6 – государственная граница Россия-Монголия. Рис. 2. – район исследований вулканогенных комплексов Дархатской впадины

Кайнозойские вулканогенные толщи Дархатской впадины залегают на мезо-неопротерозойском метаморфическом и вулканогенно-осадочном фундаменте, и по результатам новых  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  геохронологических исследований принадлежат двум разновозрастным комплексам. Ранний инициальный этап вулканической активности датирован поздним олигоценом ( $26.84 \pm 0.15$  млн лет). Породы этого комплекса представлены исключительно трахиандеизабазальтами (рис. 3). Они принадлежат крупному субвулканическому телу и фрагментам лавовой толщи вблизи г. Даршт-уул, а также слагают мощную лавовую толщу (до 300 м) в бассейне р. Шишихид-гол, вблизи устья правого притока р. Тэнгисин-гол (рис. 2).

Рис. 2. Схема геологического строения северного сектора Дархатской впадины.

Схема составлена по [4] с изменениями и дополнениями авторов. Возрастное деление для докембрийских и палеозойских комплексов принято по [5].  $Q_{2-4}$  – средне-позднеплейстоцен-голоценовые аллювиальные, озерные и водно-ледниковые отложения; 1.  $N_1^3-N_2^1$  – позднемiocен-раннеплиоценовые лавовые комплексы (трахибазальты, базаниты, фонотефриты); 2.  $N_1^3-N_2^1$  – позднемiocен-раннеплиоценовые лавовые комплексы (гавайиты); 3.  $E_3^2$  – позднеолигоценовые лавовые комплексы (трахиандеизабазальты);  $D_2$  – среднедевонские гранитоидные интрузивные комплексы;  $O_{2-3}$  – средне-позднеордовикские гранитоидные интрузивные комплексы;  $NP_3^2$  – поздненеопротерозойские кремнисто-карбонатные осадочно-метаморфические комплексы;  $NP_2^2-NP_3^1$  – средне-поздненеопротерозойские вулканогенно-осадочные и метаморфические комплексы;  $MP_2^2$  – среднемезопротерозойские метаморфические комплексы. Вулканические толщи и центры: 1 – район р. Бэдуурийн-гол, 2 – г. Их Усам-уул, 3 – г. Ноорт-уул, 4 – г. Даршт-уул, 5 – южный берег оз. Тарган нуур, 6 – р. Хогоргын-гол, 7 – долина р. Шишихид-гол, 8 – устье р. Тэнгисин-гол. Утолщенные линии – разломы. Отметки – места отбора образцов вулканических пород и результаты их  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  датирования (млн лет).

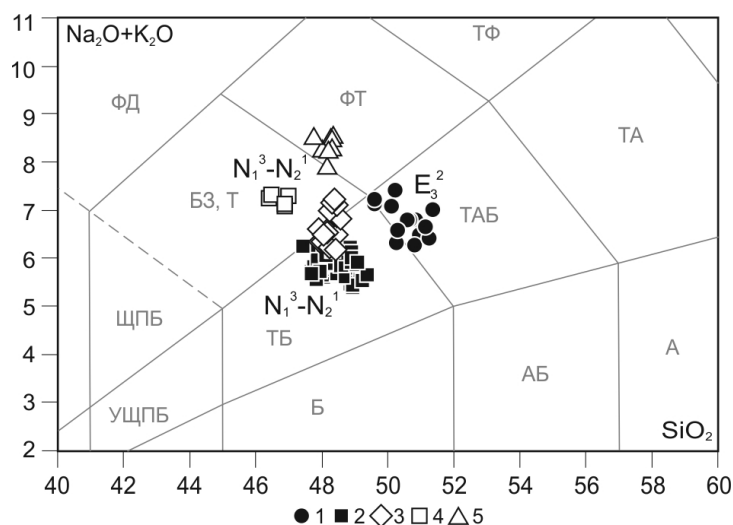


После перерыва длительностью до 20 млн лет, следующий позднемiocен-раннеплиоценовый этап вулканической активности в Дархатской котловине (6.32–5.10 млн лет). Он является заключительным и представлен двумя комплексами пород. Различия данных изотопного датирования пород этих двух комплексов находятся в пределах аналитических ошибок и могут быть разделены по порядку формирования только на основании геологических данных. Наиболее ранним по времени формирования является комплекс лав и субвулканических тел, представленных трахибазальтами, базанитами и фонотефритами. Фрагменты лавовых толщ этого комплекса фиксируются, главным образом, на относительно более верхних гипсометрических уровнях современного рельефа. Данные о морфологии фрагментов лавовых толщ,

различиях вещественного состава и минералогических характеристик лав позволяют предполагать, что на раннем этапе вулканического развития в северном сегменте Дархатской впадины существовало, по меньшей мере, четыре центра извержений, локализованных на месте горных поднятий Даршт-улл, Ноорт-улл, Их Эсам-улл и в бассейне р. Бэдуурийн-гол (рис. 1).

Рис. 3. Классификационная диаграмма составов пород Дархатской впадины [7].

Точки составов пород позднеолигоценового (1) и позднемiocен-раннеплиоценового (2-5) этапов вулканической активности. 1 – трахиандеизбазальты, 2 – гавайиты, 3 – трахибазальты, 4 – базаниты, 5 – фонотефриты. Обозначения полей составов пород согласно [7]. Содержания в мас. %.



Второй комплекс пород заключительного этапа вулканической активности Дархатской впадины представлен протяженными лавами гавайитов в долине реки Шишихид-гол и обширными лавовыми покровами гавайитов в бассейне ее правого притока, реки Хогоргын-гол (рис. 1). Лавовые потоки гавайитов в сравнении с толщами раннего комплекса находятся на меньших высотных отметках и заполняют участки палеодолин. Извержения магм, формирующих второй комплекс, носили трещинный характер и были связаны с процессами тектонической активизации Дархатской структуры и заложением прогибов. В целом формирование вулканогенных толщ раннего позднеолигоценового этапа происходило на предрифтовой стадии тектонического развития территории на фоне ее воздымания, а второго позднемiocен-раннеплиоценового было сопряжено с началом заложения собственно рифтогенной впадины.

Базальтоиды Дархатской впадины относятся к субщелочной и щелочной К-Na серии внутриплитного геохимического типа ( $Ba/Nb=5.6-9.8$ ). Все без исключения вулканические породы структуры имеют Ne-нормативный состав ( $NeN=1.2-14.3\%$ ). Трахиандеизбазальты позднеолигоценового этапа вулканической активности отличаются специфическими вещественными характеристиками. Они выражаются не только в относительно более высокой кремнекислотности, но и в значительно более низких содержаниях в них  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и  $Y$  по отношению к гавайитам, трахибазальтам, базанитам и фонотефритам. Породы этого типа отличаются также значительно более высокими концентрациями в них  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Sr$ , и высокой степенью фракционирования REE ( $La/Yb=27.9-32.0$ ). Вещественные характеристики различных комплексов базальтоидов позднемiocен-раннеплиоценового этапа магматического развития структуры также существенно различаются (рис. 3). Трахибазальты раннего комплекса в сравнении с гавайитами второго комплекса обладают более высокими содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и элементов LILE, LREE и HFSE групп ( $La/Yb=16.9-19.5$  против  $12.0-16.6$ ). Фонотефриты среди всех других типов базальтоидов Дархатской впадины выделяются наиболее высокой суммарной щелочностью, высокими концентрациями в них  $Al_2O_3$ ,  $P_2O_5$  и большинства LILE, LREE и HFSE редких элементов ( $La/Yb=20.6-22.3$ ). При этом гавайиты характеризуются в целом более высокой магнезиальностью и более высокими концентрациями в них  $Co$ ,  $Cr$  и  $Ni$ .

Помимо вариаций вещественного состава неогеновых базальтоидов различных этапов магматического развития Дархатской впадины, также существенно отличаются и составы их минеральных парагенезисов. Трахиандеизбазальты инициального этапа характеризуются развитием среди вкрапленников минералов исключительно Ol, трахибазальты второго этапа имеют Pl-Ol-Crx парагенезис минералов вкрапленников и плагипорфировые структуры, тогда как в гавайитах абсолютно преобладают вкрапленники Ol, а вкрапленники Crx и Pl редки. Фонотефриты имеют Lct-Ne содержащий Ol-Pl-Crx парагенезис вкрапленников.

Согласно данным изотопно-геохимических исследований источниками базальтоидных магм Дархатской впадины были деплетированная мантия DMM типа и обогащенная мантия «индийского» типа (рис. 4).

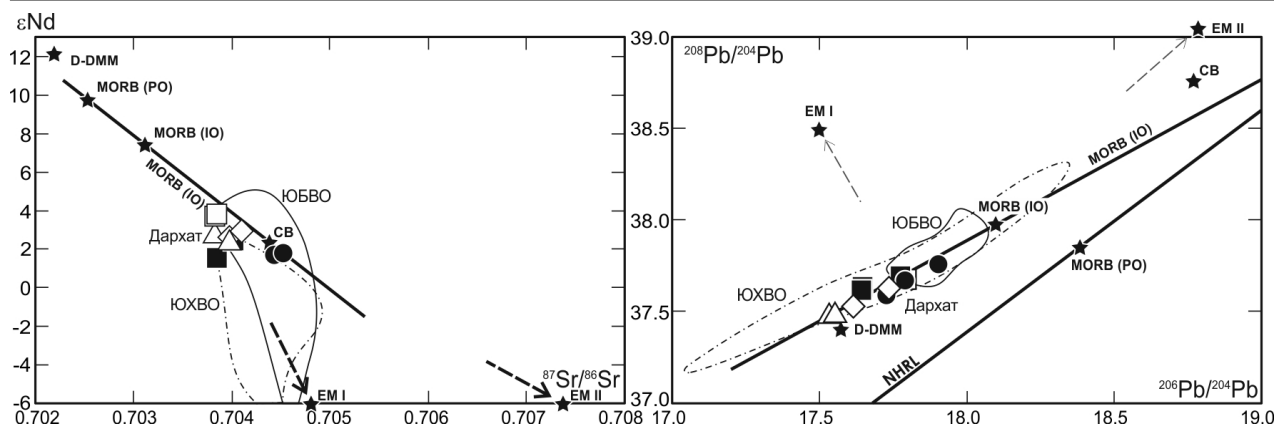


Рис. 4. Источники базальтоидных магм Дархатской впадины по изотопным данным.

Точки составов пород см. на рис. 3. Изотопные резервуары по [8]: D-DMM – деплетированная мантия MORB типа, EM I, EM II – обогащенная мантия, СВ – средний состав континентальных базальтов. MORB (IO) и MORB (PO) – тренды эволюции и средние составы MORB Индийского (IO) и Тихого океанов (PO) [9]. ЮХВО – составы базальтоидов Южно-Хангайской [10] и ЮБВО – Южно-Байкальской вулканической области [11]

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №№ 13-05-12026-офи\_м, 15-05-10059-к и 15-05-05130-а.

## Литература

1. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3–34.
2. Rasskazov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Demonerova E.I., Boven A.A., Kunk M., Housh T., Dungan M.A. Late Cenozoic volcanism in the Baikal rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress / Ivanov A.V., Coulter G., Timoshkin O.A., Riedel F., eds. // Berliner paläobiologische abhandlungen. Special «SIAL III» issue. 2003. B4. P. 33–48.
3. Логачёв Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
4. Быховер В.Н. и др. Геологическая карта Западного Прихубсугулья (бассейн верхнего течения р. Шишхид-гол), листы М-47-IV, X, XI. В.О. Техноэкспорт, Москва, СССР. Министерство геологии МНР. 1968. Контракт № 1497.
5. Enhee D., Garvaa D. Report of geological mapping at scale 1:200000 carried out to Shishgid area. М-47-III, М-47-IV. 2003. № 5465.
6. Федотов А.П. Структура и вещественный состав осадочного чехла Хубсугульской впадины как летопись тектоно-климатической эволюции Северной Монголии в позднем кайнозое. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. доктора геол.-мин. наук. Казань. 2007. 42 с.
7. Петрографический кодекс России. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. 2009. 200 с.
8. Iwamori H., Nakamura H. Isotopic heterogeneity of oceanic, arc and continental basalts and its implications for mantle dynamics // Gondwana Research. 2015. V.27. Iss.3. P. 1131–1152.
9. Stracke A., Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle. // Chemical geology. 2012. V 330-331. №10. P. 274–299.
10. Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2010. Т. 18. № 3. С. 297–327.
11. Tsypukova S.S., Perepelov A.B., Demonerova E.I., Pavlova L.A., Travin A.V., Puzankov M.Yu. Origin and evolution of Neogene alkali-basaltic magmas in the southwestern flank of the Baikal rift system (Heaven lava plateau, northern Mongolia) // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55. № 2. P. 190–215.

# ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТ-ТРАХИТ-КОМЕНДИТОВОЙ СЕРИИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Щербаков Ю.Д.<sup>1</sup>, Перепелов А.Б.<sup>1</sup>, Дриль С.И.<sup>1</sup>, Пузанков М.Ю.<sup>2</sup>, Флеров Г.Б.<sup>2</sup>, Колосков А.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН), [scherb@igc.irk.ru](mailto:scherb@igc.irk.ru)

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВУС СО РАН) [mpuzankov@kscent.ru](mailto:mpuzankov@kscent.ru)

Проблема происхождения щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии пород (ЩБТК) широко освещается в научной литературе в связи с необходимостью установления источников умеренно-щелочного и щелочного магматизма в различных геодинамических обстановках. Проявления щелочно-базальт-трахит-комендитового вулканизма характерны, главным образом, для внутриконтинентальных рифтовых зон [Scaillet, 2003; Ulusoy и др., 2012; White и др., 2012] и океанических островов [Carracedo, 1999; Cousens, 2003]. Значительно реже они наблюдаются на определенных этапах развития зон конвергенции литосферных плит – в развитых островодужных системах и на активных континентальных окраинах [Коваленко и др., 2010; Volynets, 1994].

Ярким примером развития ЩБТК магматизма в обстановках активных континентальных окраин является позднекайнозойский вулканический пояс Срединного хребта Камчатки. Развитие ЩБТК магматизма в Срединном хребте ограничено структурами двух крупных вулканических центров – Белоголовский и Большой-Кекунайский в тыловой части пояса.

Позднемиоцен-среднеплиоценовый фундамент вулканического центра Белоголовский, и среднеплиоценовый фундамент вулканического центра Большой-Кекунайский сложен комплексами пород надсубдукционного геохимического типа ( $Ba/Nb=68-184$ ,  $Nb/Yb=0.8-4.6$ ). Формирование ЩБТК серии в структурах вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекунайский происходит в позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время, после перерыва в вулканической деятельности длительностью до 1 млн лет. Породы ЩБТК серии представлены трахибазальтами, трахиандеизбазальтами, трахиандезитами, трахидацитами, трахитами, комендитовыми трахитами, трахириолитами и комендитами, которые в сравнении с IAB обладают повышенными концентрациями LILE и HFSE элементов в переходными геохимическими характеристиками ( $Ba/Nb=14-45$ ,  $Nb/Yb=6.8-14.1$ ). При этом в структуре центра Большой-Кекунайский комендиты не обнаружены (рис 1). Начиная с раннего плейстоцена и вплоть до голоцена на территории обоих вулканических центров проявлен этап развития щитовых вулканических построек и зоны ареального вулканизма, породы которых представлены как трахибазальтами и трахиандеизбазальтами, так и андеизбазальтами и андезитами умеренно-щелочной и нормально-щелочной серий, соответственно (рис. 1).

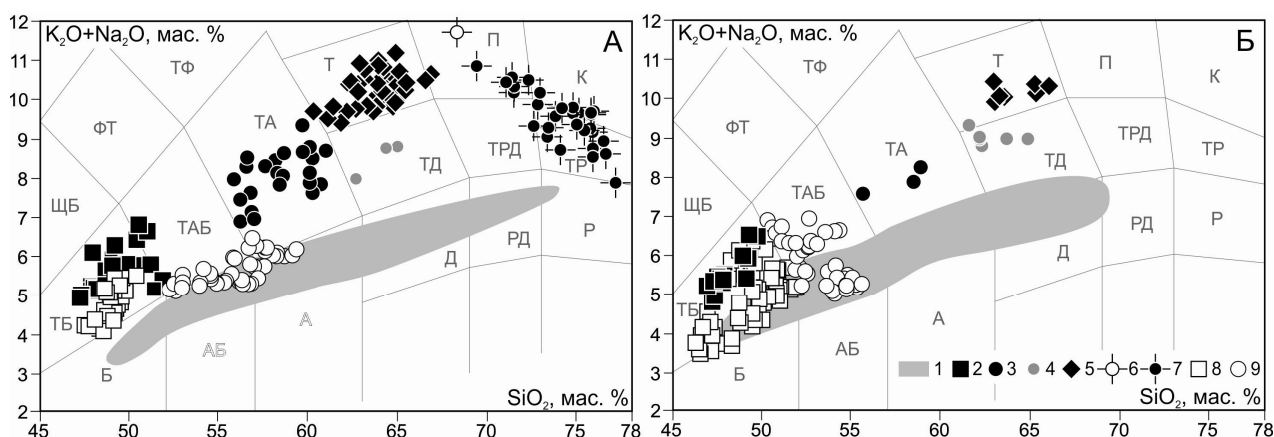


Рис. 1. Классификационные диаграммы  $(K_2O+Na_2O)$ - $SiO_2$  для пород вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекунайский.

1 – поле составов пород вулканогенного фундамента Белоголовского центра (А) и вулкана Кекунайский (Б); 2–7 – точки составов пород умеренно-щелочной серии Белоголовского центра (А) и вулкана Большой (Б); 2 – трахибазальты, 3 – трахиандезиты, 4 – трахидациты, 5 – трахиты, 6 – комендитовый трахит, 7 – комендиты и трахириолиты; 8–9 – точки составов пород умеренно-щелочной и нормально-щелочной серий плейстоцен-голоценовых «рассошинского» вулканического комплекса района Белоголовского центра (А) и зоны ареального вулканизма Дола Геологов (Б): 8 – трахибазальты, 9 – трахиандеизбазальты, андеизбазальты, андезиты

Наиболее радиогенными изотопными составами по величинам  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb$  и  $^{208}Pb/^{204}Pb$  отношений обладают обогащенные LILE и HFSE элементами породы позднеплиоцен-раннеплейстоценовой ЩБТК серии Срединного хребта. Большинство базальтоидов раннеплейстоцен-голоценового этапа имеют отчетливо менее радиогенные изотопные составы и наиболее близки к источнику MORB типа (рис. 2).

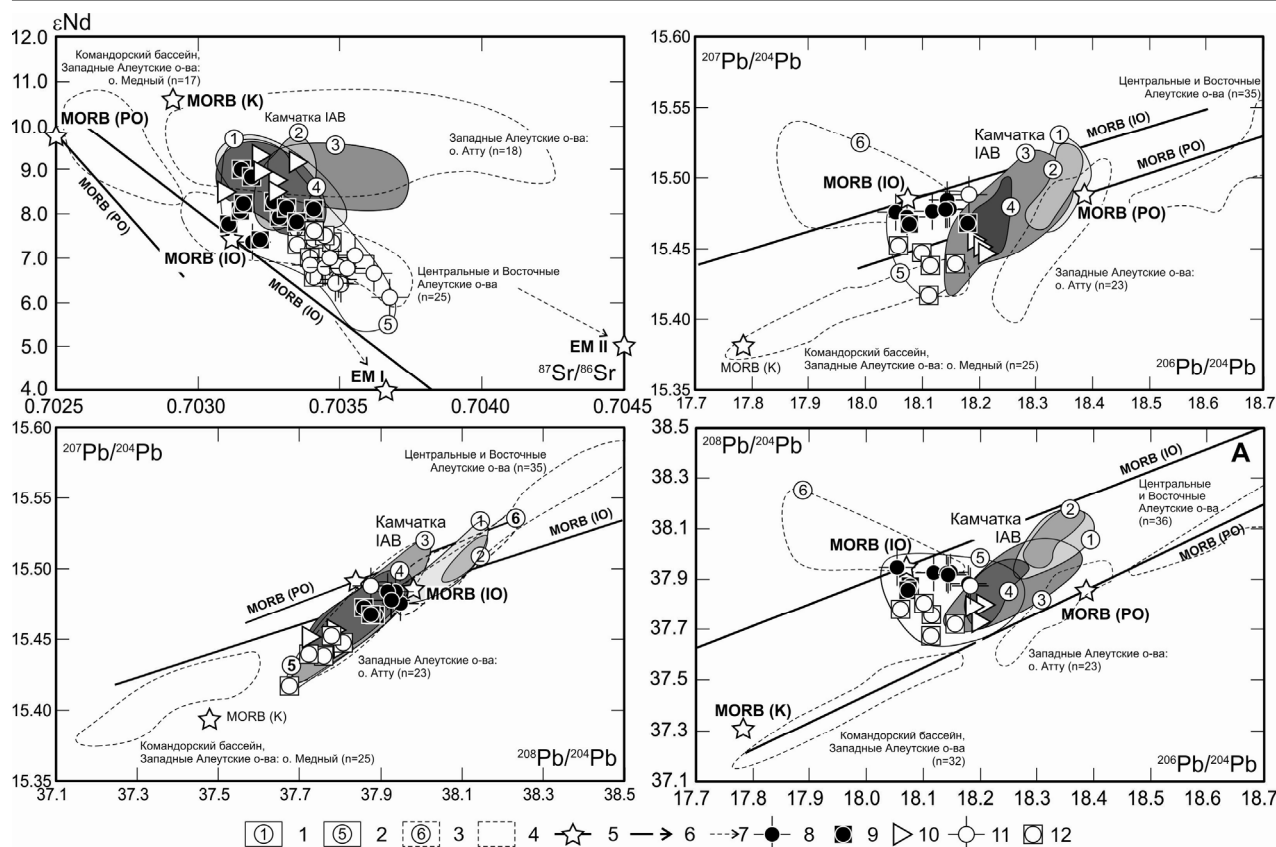


Рис. 2. Изотопные характеристики пород надсубдукционных вулканических поясов Камчатки и вулканических центров Белоголовский и Большой-Кекукнайский.

1 – поля изотопных характеристик базальтов и андезитов надсубдукционного геохимического типа вулканических поясов Камчатки (цифры в кружках составы пород вулканических поясов: 1 – Восточной Камчатки, 2 – Южной Камчатки, 3 – Центральной Камчатской депрессии, 4 – Срединного хребта); 2 – поле изотопных характеристик пород умеренно-щелочной серии и субщелочных K-Na базальтоидов Срединного хребта Камчатки; 3 – поле составов субщелочных и щелочных K-Na базальтоидов Восточной Камчатки; 4 – поля составов базальтов и андезитов Командорского бассейна и Западных Алеутских островов, Западных Алеутских островов (о. Атту), Центральных и Восточных Алеутских островов, n – количество проб; 5 – тренды эволюции и средние значения изотопных характеристик для MORB-(IO) и Тихого океанов MORB, MORB(K) – базальтов Командорского бассейна, EM I и EM II – обогащенной и мантии; 6 – направления к меткам изотопных резервуаров; 7–8 – точки составов пород умеренно-щелочных серий вулканического центра Белоголовский (7 – позднелигоцен-раннеплистоценовой дифференцированной серии центра и 8 – ранне-среднеплистоценовых щитовых вулканов); 9–11 – точки составов пород вулканического центра Большой-Кекукнайский (9 – высококальциевая нормально-щелочная серии вулкана Кекукнайский, 10 – умеренно-щелочная серия вулкана Большой, 11 – зона ареального вулканизма Дола Геологов). Использованы опубликованные данные и данные авторов.

В зависимости от вариаций условий формирования умеренно-щелочных магм – степени плавления магмообразующего субстрата и роли различных источников вещества в их образовании, а именно обогащенного и деплетированного, происходит последовательное изменение химизма и изотопных составов продуцируемых ими вулканических пород. Следует предполагать, что роль обогащенного изотопного источника играл источник, имеющий характеристики «индийского» MORB. Максимально этот источник проявлен при образовании исходных магм ЩБТК серии, тогда как при формировании пород более позднего этапа более значительную роль приобретает деплетированный источник, сходный с MORB. Этим источником должно было быть вещество деплетированной океанической литосферы MORB типа, близкой по составу к MORB Тихого океана. Согласно геодинамическим построениям для Северо-Западного сегмента Тихого океана таким источником должна была быть деплетированная литосфера субдуцируемой в миоцен-плиоценовое время под структуру активной окраины Камчатки океанической литосферной плиты Изагаги и, возможно, фрагмента плиты Кула. Природа обогащенного источника для магм ЩБТК серии Срединного хребта может быть объяснена с позиций рециклинга древнего литосферного вещества океанической, но возможно и нижнекоровой природы, с формированием диапира (плюма) в астеносферной мантии под Западным сегментом структуры Камчатки. Основанием для такого вывода служит, в частности, изотопные особенности умеренно-щелочных пород исследованных вулканических центров (трахибазальты, трахиандеизиты, трахиты и комендиты). Сближение их изотопных характеристик  $^{207}Pb/^{204}Pb$  и  $^{208}Pb/^{204}Pb$  с полем изотопных составов Индийского

MORB может говорить о близкой природе их источников вещества. Обогащенный мантийный источник, роль которого зафиксирована в образовании умеренно-щелочных магм Срединного хребта, обладает относительно низкими величинами  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  отношений в сравнении с IAB Камчатки и повышенными значениями  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  изотопных отношений в прямой зависимости от степени обогащения пород LILE и HFSE компонентами. При этом роль источника вещества типа OIB в формировании умеренно-щелочных магм тылового вулканического пояса Срединного хребта, в отличие от предложенных ранее моделей [Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010], не может быть применена к исследуемым комплексам пород.

Анализ изотопных данных позволяет сделать предположения о роли тех или иных источников вещества в формировании умеренно-щелочных магм ЩБТК серии Срединного хребта Камчатки. Следует отметить, что изотопные источники K-Na умеренно-щелочных магм имеют признаки гетерогенности. С одной стороны, это деплетированный мантийный источник, сходный по характеристикам с источником MORB типа, а с другой – относительно обогащенный источник, имеющий характеристики близкие к «индийскому» MORB. Третьим вероятным источником вещества могла быть надсубдукционная мантия, метасоматизированная в процессе погружения океанической литосферы в зоне миоцен-плиоценовой субдукции относительно «древней» океанической плиты Кула или Изанаги.

### Литература

1. Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. Комендитсодержащие субдукционные вулканические ассоциации Хан Богдинского района, Южная Монголия // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 595–620.
2. Carracedo J.C. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. V. 94. N 1–4. P. 1–19.
3. Cousens B.L. Chronology, chemistry, and origin of trachytes from Hualalai Volcano, Hawaii // Geochemistry Geophys. Geosystems. 2003. V. 4. N 9. P. 1078–1105.
4. Scaillet B. Experimental Constraints on the Relationships between Peralkaline Rhyolites of the Kenya Rift Valley // J. Petrol. 2003. V. 44. N 10. P. 1867–1894.
5. Ulusoy İ., Labazuy P., Aydar E., Ersoy O., Çubukçu E. Volcanological evolution and caldera forming eruptions of Mt. Nemrut (Eastern Turkey) // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2012. V. 245–246. P. 21–39.
6. White J.C., Espejel-García V.V., Anthony E.Y., Omenda P. Open System evolution of peralkaline trachyte and phonolite from the Suswa volcano, Kenya rift // Lithos. 2012. V. 152. P. 84–104.
7. Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // International Geological Review. 1994. V.36. N 4. P. 373–405.
8. Volynets A., Churikova T., Wörner G., Gordeychik B., Layer P. Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. V. 159. P. 659–687.

## ЗОНАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ АРЕАЛЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ.

Ярмолюк В.В.

ИГЕМ РАН Москва yarm@igem.ru

Формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) сопровождалось образованием ряда крупных зональных постройных магматических ареалов, в составе которых участвуют как обычные гранитоиды, так и комплексы основных и щелочных пород. Эти ареалы формировались на всех этапах развития ЦАСП, являясь показателем специфических геодинамических условий его развития.

**1. Раннепалеозойская эпоха** стала временем образования крупной кислой магматической провинции, охватившей территории Восточной Тувы, Северо-Западной Монголии и южного Прибайкалья [6]. В ее строении наряду с породами, типичными для зон конвергенции, широко проявились породы внутриплитной специфики: пикриты, высокотитанистые габброиды, щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами, нефелиновые сиениты, щелочные граниты и сиениты. Массивы этих пород тяготеют к краевым участкам области, но кроме того группируются в центральной ее части. Породы внутриплитной специфики формировались в том же возрастном интервале, что и граниты – между 500 и 485 млн лет назад. Этот факт позволил связать формирование области с горячей точкой мантии, которая контролировала крупнообъемное анатектическое плавление коры, приведшее к проявлению батолитового по масштабам гранитоидного магматизма

**2. Позднепалеозойская – раннемезозойская эпоха** стала временем образования Баргузинского, Хангайского и Хентейского зональных ареалов

**Баргузинский ареал** охватывает территорию более 200 000 кв. км. Его центральную часть (ядро ареала) заполняет Ангаро-Витимский батолит [3, 5, 9]. Возраст его пород оценивался в диапазоне 330–280 млн лет [5]. Датирование пород батолита U-Pb методом по микронавескам и единичным зернам циркона показало, что формирование всех многочисленных комплексов батолита произошло в интервале  $303 \pm 7$  –  $281 \pm 1$  млн лет [2], то есть, длительность его формирования не превышала 22 млн лет, а различия в составе комплексов определяются, прежде всего, субстратами плавления и глубиной эрозионного вскрытия [9].

Периферию Баргузинского ареала определяют зоны развития щелочных пород (рифтовые зоны): Удино-Витимская (298–275 млн лет) и Сыннырская (310–288 млн лет). Еще одна зона – Сайженская (305–288 млн лет) прослеживается вдоль осевой части батолита [9]. Помимо этих зон ряд массивов щелочных гранитов, сиенитов и габброидов распространен вблизи западного обрамления батолита в пределах Восточного Саяна и Восточной Тувы (Восточно-Саянская зона). Возраст пород этой зоны составляет около 305–295 млн лет [9].

**Хангайский зональный магматический ареал**, занимающий площадь более 200 000 км<sup>2</sup>, включает Хангайский батолит и обрамляющие его с юга и севера Гоби-Алтайскую и Северо-Монгольскую рифтовые зоны. Батолит сложен гранитоидами нормального и субщелочного рядов с участием многочисленных проявлений синплутонического базитового магматизма. Возраст пород батолита установлен в диапазоне 269–242 млн лет назад [9], что позволяет оценить длительность его формирования интервалом около 27 млн лет.

Рифтовые зоны зонального ареала характеризуются развитием бимодальных базальт-трахириолит-пантеллеритовых ассоциаций с участием многочисленных массивов щелочных гранитоидов. Возраст пород Гоби-Алтайской рифтовой зоны определяется на основании палеофлористических данных как конец ранней перми – поздняя пермь, возраст пород Северо-Монгольской рифтовой зоны по тем же данным определяется как позднепермский. По данным Rb-Sr датирования возраст пород этой зоны определяется интервалом 269 – 249 млн лет [9].

**Монголо-Забайкальский зональный магматический ареал.** Его строение определяют Западно-Забайкальская, Хархоринская и Северо-Гобийская рифтовые зоны, которые с севера, запада и юга обрамляют расположенный между ними гигантский Хентейский батолит [1]. Последний объединяет большую группу крупных плутонов, распространенных на площади свыше 120 тыс. км<sup>2</sup>. Плутониты сложены породами широкого диапазона составов от гранодиоритов до лейкогранитов. Формирование батолита произошло в интервале 225–195 млн лет [1, 9].

Рифтовые зоны ареала представлены системами грабенов, выполненных породами бимодальных и щелочно-гранитоидных ассоциаций, с образованием которых также связаны пояса даек основного и щелочно-сапфирового состава [7]. Возраст рифтогенных ассоциаций оценен интервалом 230–210 млн лет [9].

**3. Природа зональных ареалов.** Общей характеристикой зональных ареалов является наличие центрального гигантского по размерам гранитоидного батолита и проявлений рифтогенного магматизма с продуктами мантийного генезиса по его обрамлению. Важной составной частью внутренних участков батолитов являются многочисленные тела основных пород, выделяемые как синплутонические интрузии [3]. Их внедрение происходило одновременно со становлением гранитоидов, благодаря чему их контакты нередко характеризуются развитием зон минглинга. По составу такие дайки отвечают щелочным базальтоидам. Доля основных пород в составе, например, Ангаро-Витимского батолита оценивается до 10% общего объема [3]. А объемы каждого из батолитов по геофизическим данным [4] могут быть оценены до 1 млн км<sup>3</sup> и более. Доля излившихся продуктов в рифтовых зонах, например, Хангайского магматического ареала превышает 150000 км<sup>3</sup>. По объему магматического материала каждый из указанных ареалов сопоставляется с большими магматическими провинциями (LIP's).

Фиксируемая магматическая структура зональных ареалов, свидетельствует о развитии пород мантийного генезиса по всей их площади – более широко в периферических зонах и меньше в центральной их части. Подобная вещественная структура зональных ареалов указывает на их формировании над изометричными мантийными источниками, которые сопоставляются с мантийными плюмами. Зональное распределение продуктов магматизма и доминирование плутонических его форм в центральных участках ареалов связывается с проявлением плюмовой активности в обстановках активных окраин, развивающихся в условиях конвергенции плит и, как следствие, определяющих режим регионального сжатия по границе литосферных плит.

Природу зональных ареалов следует оценивать с учетом особенностей развития Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом. Этот пояс является классическим примером аккреционно-складчатых структур. Он сформировался в результате длительной конвергенции Сибирского континента и Палео-Азиатского океана и отражает историю последовательного закрытия последнего. В то же время, наряду с доминирующими плейт-тектоническими процессами, в формировании и преобразовании коры ЦАСП важную роль сыграли механизмы, связанные с активностью мантийных плюмов. Этой активностью определялось возникновение крупных рифтовых систем (ранне-среднепалеозойской Алтае-Саянской и позднепалеозойской – раннемезозойской Центрально-Азиатской), траппов Тарима, а также рассматриваемых здесь зональных магматических ареалов. Плюмы участвовали не только в формировании континентальной коры ЦАСП на всех этапах ее аккреционного роста, но и позднее в ходе более поздних внутриконтинентальных ее преобразований.

Столь длительное и практически не прекращавшееся участие мантийных плюмов в корообразующих процессах связывается с миграцией Сибирского континента с позднего рифея до раннего мезозоя включительно над скоплением горячих точек, которое сопоставляется с Африканским суперплюмом [8]. На начальных стадиях развития ЦАСП активность плюмов проявлялась главным образом в океаническом обрамлении Сибири, где формировались многочисленные комплексы магматических пород, возникшие в обстановках океанических островов и океанических плато. Позднее активность горячих точек проявилась также в зонах конвергенции континентальной и океанической плит, а затем, по мере вырождения Центрально-Азиатской ветви мирового палеоокеана, распространилась на внутренние участки континента. Подобная экспансия внутриплитных процессов на континентальную литосферу связывается с надвиганием последней на горячие точки мантии океанического сектора Земли [8].

#### Литература

1. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение ранне-мезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164–178.
2. Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., и др. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты U-Pb геохронологических исследований // Докл. АН. 2012
3. Литвиновский Б.А., Занвильевич А.Н., Алакишин А.М. и др. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Наука, 1992. 141 с.
4. Турутанов Е.Х., Гребенщикова В.И., Носков Д.А. Форма и размеры Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Вып. 4. Т. 2. С. 183–187.
5. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. № 9. С. 1249–1276.
6. Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A. et al. Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia Mobile Belt // Published on Large Igneous Provinces Commission. 2008. May 2008 LIP of the Month. (<http://www.largeigneousprovinces.org>).
7. Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zangvilovich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance // Lithos. 2009. V. 113. P. 521–539.
8. Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29–59.
9. Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 93. pp. 158–179.

## NEO-ARCHEAN BUNDELKHAND GRANITOIDS (CENTRAL INDIA): PETROGRAPHY, MINERAL CHEMISTRY AND GEOCHEMISTRY

Kumar Batuk Joshi<sup>1,2</sup>, Ashima Saikia<sup>2</sup>, Joyeeta Bhattacharjee<sup>2</sup> and Talat Ahmad<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Geoscience Division, Physical Research Laboratory, Ahmedabad, India; email: [kr.batukjoshi@gmail.com](mailto:kr.batukjoshi@gmail.com)

<sup>2</sup>Department of Geology, University of Delhi, Delhi, India.

<sup>3</sup>Vice Chancellor's office, Jamia Millia Islamia, New Delhi, India

Major granitoid associations occurring in Bundelkhand Craton can be categorized into two broad classes viz., highly deformed Paleo-Archean to Meso-Archean Bundelkhand Gneissic Complex comprising of migmatized TTG gneisses [1, 2, 3, 4, 5, 7] and the younger, relatively undeformed, Neo-Archean high-K granitoids which form part of Bundelkhand Granitoid Complex (BGC) and are seen intruding the older Gneissic Complex [1, 2, 3, 7]. TTGs form the basement along which the metasedimentary and volcanic rocks are exposed as linear E-W trending belts [10]. The metasedimentary and metavolcanic rocks are exposed mainly along two E-W trending belts in the central and southern parts of the massif and constitute metamorphosed pillow and massive lava, serpentinized komatiite and basaltic komatiite, volcanoclastic metasediment, rhyolites, andesites, tuff, rhyodacites, quartzites and BIF [6, 9, 10]. NE trending Quartz reef and NW mafic dykes form the last phase of magmatic activity in BC [7, 8].

Petrographically, high-K granitoids can be classified into porphyritic and non-porphyritic granites. Non-porphyritic granites, in turn, can be further classified on the basis of mineralogy into hornblende granites and quartz-feldspathic granites. Granitoid phases from the Bundelkhand have been modified by sub-solidus reactions like exsolution of alkali feldspar, recrystallisation and alteration of plagioclase and biotite. The dominant mineral assemblage in these granitoids is quartz, feldspar, biotite, and hornblende. Accessory minerals include Fe-oxides, chlorite, titanite, allanite,



zircon, sericite and epidote. EPMA data of high-K granitoids reveal that the predominant plagioclase feldspar ranges from albite to oligoclase, potash feldspar is sanidine and amphibole is mostly calcic, ranging from ferro to magnesio hornblende with some actinolite [1].

Geochemically, these high-K granitoids range from monzogranites to granodiorites are calc-alkaline in nature and range from metaluminous to peraluminous [1, 2, 3]. Based on the chemistry of biotite and whole rock geochemical data of these high-K granitoids, it can be suggested that these granitoids formed from calc-alkaline magma which could have been produced in subduction environments.

This is a contribution to RFBR Project 15-35-50162.

## References

1. Joshi K.B. Petrological, Geochemical and U-Pb Zircon Geochronological Studies of the Bundelkhand Granitoid Complex, Central India: Constraints on Archean Crustal Evolution. Department of Geology, University of Delhi, PhD Thesis. 2014.
2. Joshi K.B. Bhattacharjee J. Ra, G. Halla J. Kurhilla M. Heilimo E. Ahmad T. Paleo- to Neoproterozoic Transitional Granitoid Geochemistry and Crustal Evolution in the Bundelkhand Craton, India. Abstract in Goldschmidt. 2014. P. 1173.
3. Joshi K.B. Bhattacharjee J. Rai G. Halla J. Kurhilla M. Heilimo E. Ahmad T. and Whitehouse M. High-K granitoids from Bundelkhand craton: Manifestation near Archean – Proterozoic transition, in Singh, V.K., and Chandra, R., eds., International Association for Gondwana Research Conference Series No. 16, 3rd International Conference Precambrian Continental Growth and Tectonism, Jhansi. 2013. P. 67–68.
4. Kaur P., Zehb A., Chaudhri N. Characterisation and U–Pb–Hf isotope record of the 3.55 Ga felsic crust from the Bundelkhand Craton, northern India // Precambrian Research. 2014. Vol. 255. P. 236–244.
5. Kumar S. Yi. K. Raju K. Pathak M. Kim N. and Lee T.H. SHRIMP U–Pb geochronology of felsic magmatic lithounits in the central part of Bundelkhand Craton, Central India // 7th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. Avila, Spain. 2011. P. 83.
6. Malviya V.P. Arima M. Pat, J. K. and Kaneko Y. Petrology and geochemistry of metamorphosed basaltic pillow lava and basaltic komatiite in the Mauranipur area: subduction related volcanism in the Archean Bundelkhand craton, Central India // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2006. Vol. 101, P. 199–217.
7. Mondal M.E.A. Goswami J.N. Deomurari M.P. and Sharma K.K. Ion microprobe Pb<sup>207</sup>/Pb<sup>206</sup> ages of zircons from the Bundelkhand massif, northern India: implications for crustal evolution of the Bundelkhand-Aravalli protocontinent. Precambrian Research. 2002. Vol. 117. P. 85–100.
8. Pati J.K., Patel S.C., Pruseth K.L., Malviya V.P., Arima M., Raju S., Pati P and Prakash K. Geology and geochemistry of giant quartz veins from the Bundelkhand Craton, central India and their implications. 1997.
9. Singh S.P. Geochemical signature of Archean felsic volcanism in central part of Bundelkhand Craton // International Journal of Advance Earth Sciences, 2012. Vol. 1. P. 20–32.
10. Singh V.K., Slabunov A. The Central Bundelkhand Archean greenstone complex, Bundelkhand craton, central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks // International Geology Review. 2015. Vol. 57 (DOI:10.1080/00206814.2014.919613)

## FELSIC VOLCANICS OF THE CENTRAL BUNDELKHAND GREENSTONE COMPLEX, THE BUNDELKHAND CRATON: PETROLOGY, GEOCHRONOLOGY AND GEODYNAMIC SETTING

Vinod K. Singh<sup>1</sup> and Alexander Slabunov<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Bundelkhand University, Jhansi, India, vinodksinghu@gmail.com

<sup>2</sup> Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia, slabunov@krc.karelia.ru

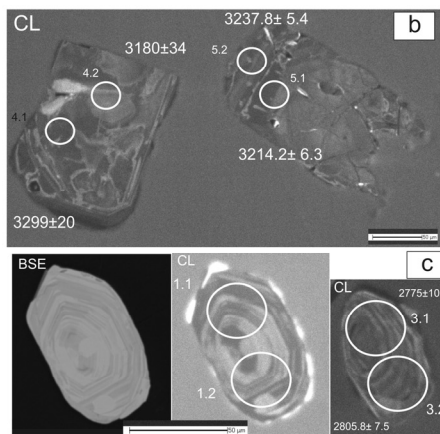
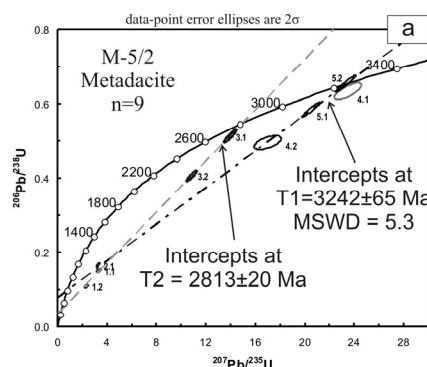
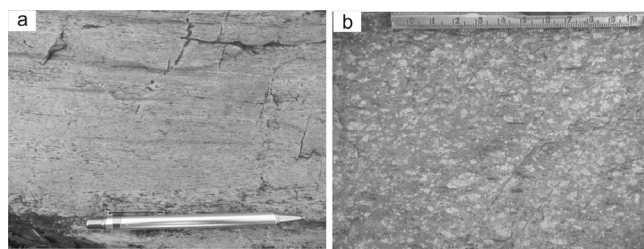
The Bundelkhand Craton is typical Archean craton which consists of 2.8–2.5 Ga greenstone complexes (GCs), 3.5–3.2 Ga granitoid of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) association and common pink granitoids of 2.5 Ga age. There are Neoproterozoic quartz veins huge formations and Paleoproterozoic mafic dykes in Bundelkhand Craton.

We locate [3] at least two GCs in Bundelkhand Craton i.e. Central Bundelkhand (Babina-Mauranipur) and Southern Bundelkhand (Madawara-Girar).

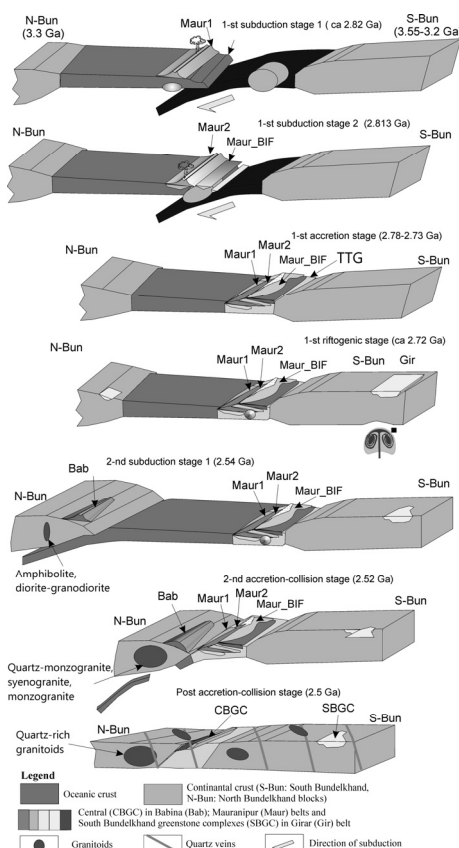
The Central Bundelkhand GC includes Babina and Mauranipur greenstone belts (GBs). There are two tectonostratigraphic assemblages distinguished in the Central Bundelkhand GC as: the early 1) basic-ultrabasic, 2) felsic volcanics-I (FV-I, Fig. 1a), 3) banded iron formations (BIF) and the late felsic volcanics-II (FV-II, Fig. 1b). The basic-ultrabasic assemblage is preserved in the Mauranipur GB while in the region of the Babina and Prithvipur is poorly preserved fragments. The rocks of this assemblage were formed in an ensimatic island-arc environment in Mauranipur GB [1]. Two generations of FVs are found in Mauranipur GB and one in Babina. The old generations of FV in Mauranipur GB are in the form of tuffs and lavas (Fig. 1a). The FV-I correspond in composition to calc-alkaline dacite-rhyolites. The compositions of the volcanics are consistent with those of felsic rocks formed in subduction

settings. SHRIMP dating of zircons extracted from the FV-1 of Mauranipur area have two generations of zircons: with age of  $3242 \pm 65$  Ma and with age  $2813 \pm 20$  Ma (Fig. 2a). The first generations of zircons (Fig. 2b) interpreted as xenocrystic from earlier formed continental crust, and the second (Fig. 2c) – as magmatic zircon.

**Fig. 1. Field occurrence of the felsic volcanics of Central-Bundelkhand Archaean greenstone complex a) Mesoarchean ( $2813 \pm 20$  Ma) metadacite (FV-I) from the Mauranipur GB; b) Neoproterozoic ( $2542 \pm 17$  Ma) porphyritic metadacite (FV-II) from the Babina GB**



**Fig. 2. Diagram with a Concordia (a) for zircons, cathodoluminescence (CL) and back scattered electron (BSE) images (b, c) of two zircon generations, location of spots (1.1, 1.2, 3.1, 3.2, 4.1, 4.2, 5.1, 5.2) and  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  age in Ma**



**Fig. 3. Evolution of geodynamic model of Bundelkhand craton during 2.82–2.5 Ga**

The BIF assemblage has tectonic contacts with basic-ultrabasic and FV-I assemblages and forms apparently in back-arc basin. The ages of zircons from metasomatic rocks from tectonic contact are  $2687 \pm 11$  Ma and this is age of early accretion events. This age is similar with age of metamorphic events in Babina GB 2.73 Ga [2].

The second generations of FV-II are felsic dikes in Mauranipur GB and lava dome in Babina GB. The later occur as fine-grained schists with porphyritic quartz, albite and microcline [3]. Based on chemical composition, this FV is classified as calc-alkaline dacites, less commonly rhyodacites. It should be noted that the composition of the matrix corresponds to rhyolite. The compositions of the FV-II correspond to those of felsic rocks formed in subduction settings of active continental marginal zone. The ages of FV-II in Babina area are  $2542 \pm 17$  Ma [3]. The Sm-Nd model age of FV-II in Babina GB are 3.14 Ga [4] and indicated that it contaminated by earlier crust too. The contact of FV-II with BIF and basic-ultrabasic rocks in Babina GB are tectonics too.

The Central Bundelkhand GCs are the collage which forms from two assemblages. The assemblages form in subduction setting at 2.83 and 2.54 Ga. The accretion-collisional events were forms GC during ca 2.69 and ca 2.51 Ga (Fig. 3).

The work began under DST-ILTP (project no. INT/ILTP/B-2.72) and continues with support from RFBR and DST.

## References

1. Malviya V.P., Arima M., Pati J.K. and Kaneko Y. Petrology and geochemistry of metamorphosed basaltic pillow lava and basaltic komatiite in the Mauranipur area: subduction related volcanism in the Archean Bundelkhand craton, Central India // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2006. V. 101. P. 199–217.

2. Saha L., Pant, N.C., Pati J.K., Upadhyay, D., Berndt J., Bhattacharya A., Satynarayanan, M. Neoproterozoic high-pressure margarite-phengitic muscovite-chlorite corona mantled corundum in quartz-free high-Mg, Al phlogopite-chlorite schists from the Bundelkhand craton, north central India: Contributions to Mineralogy and Petrology. 2011. V. 161. P. 511–530.

3. Singh V.K., Slabunov A. The Central Bundelkhand Archaean greenstone complex, Bundelkhand craton, central India: geology, composition, and geochronology of supracrustal rocks: International Geology Review. 2015. V. 57(11-12). P. 1347–1362.

4. Slabunov A., Nazarova D., Li X., Singh V.K. The role of the paleoproterozoic continental crust in the Bundelkhand Craton, Central India: the results of Sm-Nd and U-Pb isotopic studies // 3<sup>rd</sup> International conference Precambrian Continental Growth and Tectonism. Jhansi, India. International Association for Gondwana Research Conference Series No. 16. 2013. P. 178–179.

**Магматизм  
и магматогенное  
рудообразование:  
магматические  
особенности крупных  
эндогенных  
месторождений**



# **ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД В СЮЛЬБАНСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ЗОНЕ (МЕСТОРОЖДЕНИЕ УРЯХ, ИРКУТСКАЯ ОБЛ.)**

**Абрамов С.С.<sup>1</sup>, Грознова Е.О.<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, геохимии РАН,  
г. Москва, westabra@yandex.ru*

<sup>2</sup> *Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, grozelena@yandex.ru*

Главной структурой рудного поля месторождения Урах является Сюльбанский разлом следящийся на протяжении не менее 25 км и контролирующий золото-сульфидно-кварцевое оруденение позднепалеозойского возраста [3, 4]. Березиты и так называемое штокверковое золото-сульфидное оруденение на месторождении Урах локализовано в непосредственной близости от Сюльбанского разлома и в виде узкой полосы прослеживаются с СЗ на ЮВ через все рудное поле [1, 3]

Детально изучено развитие процессов метасоматизма на участке Ветвистый. Основную часть разреза этого участка занимают породы усть-келянской свиты. Это интенсивно дислоцированные метавулканогенные породы, с переслаиванием контрастных андезитовых и риолитовых членов. В разрезе отмечаются также интервалы сложенные согласными телами гранитоидов – плагиогранитов, фельзит – порфиров. Возраст гранитоидов определяется как раннепалеозойский [1, 3]. Наиболее ранними метасоматическими изменениями связанными с формированием месторождения являются метасоматиты образующиеся в зоне Сюльбанского разлома. Это зоны развития доломитизации по карбонатным породам и альбит-доломитовые метасоматиты с рутилом и монацитом по кислым породам разреза.

За этими приразломными изменениями следуют объемные изменения синхронные развитию интенсивных деформаций, зон милонитизации, микроскладчатости. В породах основного среднего состава эти изменения выражаются в развитии бластоклазитов Ser-Ab-Chl-Carb-Ru состава, а в породах кислого соответственно Ser-Ab-Carb-Ru. Карбонат в этом типе преобразований представлен парой анкерит-сидероплезит. Широко распространено развитие предельного сидерита, который образуется в виде корон по рудным минералам (магнетиту, гематиту, пирротину) в ранних кварцевых жилах относящихся к ранним (допалеозойским?) этапам формирования вулканогенной толщи. На этом же этапе образуются турмалиносодержащие метасоматиты в виде узких локальных зон согласных с развитием сланцеватости пород. Их развитие тяготеет к интервалам развития гранитоидов (плагиогранитов, фельзит-гранитов) в вулканогенной толще. Завершает развитие метасоматитов этого этапа развитие фуксит-содержащих изменений. Микроструктуры метасоматитов с фукситом ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  1,5–2 мас. %) показывают, что эти изменения образуются в виде узких локальных зон прекристаллизации ранее образованных Ser-Ab -Carb-Ru метасоматитов.

В краевых частях разреза, т. е. по мере удаления от зоны разлома наблюдается затухание процессов милонитизации и катаклаза. Здесь по породам кислого состава образуются серицит-биотитовые сланцы с кальцитом, а по породам средне-основного состава – эпидот-хлорит-кальцитовая зеленосланцевая ассоциация. Во всех типах пород рутил вытесняется титанитом.

Березитизация развивается как околожильный тип изменений. Развитие березитов контролируется системой пологих прожилков и жил кварц-карбонатного состава переменной мощности. Мощность березитовых оторочек варьирует в зависимости от мощности кварцевых жил, состава боковых пород. Березитизация – процесс развития порфиروبластических сульфидов (пирита, халькопирита) в ассоциации с кварцем карбонатом и серицитом. При развитии процесса по породам основного состава образуется хлорит. Карбонат в этом типе метасоматитов относится к анкерит-сидеритовому ряду. Установлено, что при замещении карбонатов из ассоциации Ser-Ab-Chl-Carb-Ru состав новообразованных карбонатов в березитах более магнезиален, т.е. замещение идет по реакциям типа:

Сидероплезит=Доломит-Анкерит+ Пирит

Сидерит=Сидероплезит+Пирит.

Золото образует вкрапленную минерализацию в ранее образованных сульфидах т. е. образуется после осаждения сульфидов (пирита и халькопирита) [1].

На периферии разреза березитизация по Bt-Ser сланцам и эпидозитам затухает. Карбонат березитов представлен кальцитом, а пирит вытесняется гематитом. Эти изменения, как правило, безрудны.

Таким образом, по типу метасоматических изменений выделяется центральная часть разреза характеризующаяся как зона действия Сюльбанского разлома, где на фоне интенсивных деформаций, последовательно развиваются изменения: Альбит-Доломитовые → Сидерит-Анкерит-Серицит-Рутиловые → Березиты с золотым оруденением. В периферических частях разреза ранний метасоматоз не проявлен и преобразования пород отвечают метаморфическим изменениям зеленосланцевой стадии.

Изучение изменчивости составов минералов переменного состава показало, что карбонаты в метасоматитах очень чувствительны к изменениям валового состава пород, серициты (фенгит ряда мусковит – селадонит) изученных метасоматитов образуют широкие перекрывающиеся поля составов разных типов метасоматитов, вариации составов хлоритов (клинохлор – рипидолит) очень чувствительны к типу метасоматических процессов и их состав довольно однозначно характеризуют тип изменений в наблюдаемой породе. В ранних объемных метасоматитах (Ser-Ab-Chl-Carb-Ru тип) новообразованный хлорит – высокожелезистый, что отличает его от хлорита из периферической части разреза. Оценки температур образования (хлоритовый термометр [2]) находятся в интервале от 200 до 250 °С для эпидот – хлоритовых образований и биотит-серицит-хлоритовых сланцев, образование метасоматитов из Carb-Ser-Chl и Carb-Ser-Qtz-Py происходило при температурах от 250 до 350 °С. Для рудоносных березитов интервал образования хлорита в изученных образцах находится в диапазоне 250–290 °С.

Е.О. Грозной (ИГЕМ РАН) изучены флюидные включения (ФВ) в кварце из кварц-карбонатных прожилков контролирующей березитизацию (образцы U2092112 и U2092264) методами микротермометрии и Рамановской спектроскопии. Исследование ФВ методом Рамановской спектроскопии проводилось в ИГМ СО РАН (Новосибирск) на спектрометре «Ramanor U-1000» фирмы Jobin Yvon.

При образовании кварцевых прожилков в минералообразующей системе присутствовала высокоплотная  $\text{CO}_2$  и давление составляло 1290–1421 бар. Давление было рассчитано для сингенетичных включений углекислотного и водно-солевого состава (Калужный, 1982). При расчетах использованы диаграммы из работы (Kerkhov, Thiery, 1994) и компьютерная программа «FLINKOR» (Brown, 1989). Косвенный признак высокого давления – высокая декрипитационная активность ФВ. Давление рассчитанное для интервала температур 305–385 °С составляло 1029–1406 бар.

Методом Рамановской спектроскопии были исследованы 6 флюидных включений типов (V и VL) в кварце образца U2092112. Состав газовой фазы всех ФВ схож, для него характерно преобладание углекислоты (76.3–97.9 мол.%), постоянной примесью является азот (от 2,2 до 21,5 мол.%), в трех ФВ в незначительных количествах присутствует сероводород (0.7 до 2,2 мол.%), метан в этом образце не определен.

В единственном включении была обнаружена анизотропная твердая фаза. Она была идентифицирована как нахколит  $\text{NaHCO}_3$  по спектральной линии 1046  $\text{cm}^{-1}$  при сравнении ее со спектром нахколита из базы RRUFF (<http://rruff.info/>).

Таким образом, кварцевые прожилки в данных образцах отлагались из одинаковых флюидов Na-хлоридного состава в условиях гетерогенной среды. ФВ захватили высокоплотную углекислоту, отмечены признаки вскипания флюида. Для этих образцов характерен общий интервал концентраций и плотности, однако флюиды образца U2092264 были захвачены более высокотемпературными ФВ. Газовые ФВ и газовая фаза двух ФВ, характеризующие флюиды, участвующие в образовании кварцевых прожилков в метасоматитах содержала в основном  $\text{CO}_2$  с небольшой примесью  $\text{N}_2$ , и незначительными содержаниями  $\text{H}_2\text{S}$ .

Наши исследования показали, что березиты находятся в зоне характеризующейся высокой степенью дислокаций, деформаций, породы в этой зоне превращены в милониты, динамосланцы, бластоклазиты. По мере удаления от этой зоны деформации становятся незначительными. Граница развития этих деформаций в точности совпадает с границей развития зеленокаменных изменений, характеризующихся ассоциацией эпидот + хлорит в метабазитах и биотит-серицит-хлорит + кальцит в кислых образованиях.

Таким образом, образованию золотосульфидного оруденения способствовало несколько факторов наложившихся друг на друга:

1. Наличие проницаемой структуры Сюльбанского разлома
2. Углекислотный метаморфизм с образованием метасоматитов содержащих железо-магнезиальные карбонаты
3. Возникновение системы трещин с фильтрацией по ним кислых серосодержащих растворов, с объемной березитизацией и пиритизацией.

*Исследования финансировались ООО «Северная золоторудная компания» и базовой научной программой ИГЕМ РАН: «Структурно-химические неоднородности минералов и модели магматических и гидротермальных рудообразующих систем»*

## Литература

1. Гончарук С.Г. «Изучение минералого геохимической зональности, минерального состава вмещающих пород и руд в кварцевых жилах, березитах, черносланцевой толще на Уряхской лицензионной площади (Бодайбинский район, Иркутская область)» – Отчет по договору с ЗАО «Северсталь Ресурс». ООО «Геопоиск». Иркутск, 2008.
2. Котельников А. Р., Сук Н. И., Котельникова З. А., Шекина Т. И., Калинин Г. М. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // ВЕСТНИК ОНЗ РАН, Т. 4, NZ9001, doi:10.2205/2012NZ\_ASEMPG, 2012.

3. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю. Структурно-динамические режимы образования золото\_сульфидно\_кварцевой минерализации в Сьюльбанской золоторудной зоне (бассейн среднего течения р. Витим). Ч. 1. Каралонское рудное поле// Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 318. № 1. С. 29–35.

4. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю. Структурно-динамические режимы образования золото\_сульфидно\_кварцевой минерализации в Сьюльбанской золоторудной зоне (бассейн среднего течения р. Витим). Ч. 2. Уряхское рудное поле// Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 320. № 1. С. 19–27.

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА СУ-МО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТРОЖДЕНИЯХ УРАЛА: СТАДИЙНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Абрамов С.С.<sup>1</sup>, Плотинская О.Ю.<sup>1</sup>, Грознова Е.О.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, геохимии РАН, г. Москва, westabra@yandex.ru

<sup>2</sup> Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, grozelena@yandex.ru

Изучение условий формирования эпitherмальных и порфировых месторождений на Урале началось относительно недавно [1–3] и полученные результаты весьма ограничены. Нами было проведено изучение рудообразующих флюидных систем, сформировавших месторождения Биргильдинско-Томинского рудного узла, Мо-Су-порфировое Михеевское (Южный Урал) и Мо-порфировое месторождение Талицкое (Средний Урал).

Мо-Су-порфировое Михеевское месторождение [5] приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфировых разностей, который протягивается субмеридионально между двумя крупными штоками диоритов (С1-2), внедрившихся в вулканогенно-осадочные породы (D3-С). Гидротермальные изменения начинаются с развития ассоциации пумпелиита с Act-Tr и сульфидами (пиритом и халькопиритом) в вулканогенно-осадочных породах основного состава. В более кислых породах отмечается развитие ассоциации Bt-Chl-Ab-стильпномелан. Дальнейшее развитие пренит-хлорит-пумпеллитовых и эпидот-пренитовых изменений в метабазах фиксирует падение давления в обстановках минералообразования. Собственно рудосопровождающие изменения по типу изменений относятся к березитам-лиственитам. Изучены вариации состава хлорита, серицита и карбонатов из березит-лиственитов.

Начальные изменения зафиксированные в минералах гидротермального ореола Михеевского месторождения относятся к пумпеллит-актинолитовой фации и характеризуется высокими давлениям ( $P=3.0-4.0$  кб) и температурами 350–450 °С. Далее судя по ассоциациям (Pmp->Pr) давление падало, а температуры минералообразования оставались в диапазоне 300–400 °С. Су-Мо оруденение связанное с березитами формировалось при давлении 0.1–0.3 кб и температурах 250–300 °С. Оценки температур полученные при изучении флюидных включений [4] и по хлоритовому термометру [8] совпадают.

Мо-порфировое Талицкое месторождение [6] локализовано в пределах одноименного массива (С1–2), сложенного породами монцитонитовидного ряда среди серпентинизированных ультрабазитов и вулканитов риолито-базальтовой формации D1–2. На Талицком месторождении породами вмещающими оруденение являются граниты, гранодиорит-порфиры.

Вторичные изменения на талице можно представить в виде следующей последовательности:

- 1) Микроклинизация полевых шпатов
- 2) Развитие вторичного шахматного альбита в тонких просечках кварц-альбитового состава.
- 3) Развитие зеленого вторичного биотита в ассоциации с рутилом и магнетитом.
- 4) Карбонатизация Bt (Bt->Sid). В ассоциации с сидеритом развивается фенгит и микроклин.
- 5) Развитие ассоциации доломит (продукт замещения сидерита) с порфиробл. пиритом и серицитом и микроклином. Этот набор изменений представляет гидротермальные изменения типа березит-гумбеитов во-круг прожилков и жил с Мо оруденением.

6) Наиболее поздние изменения представлены серицитом (окси- мусковит) в ассоциации с кальцитом.

Изучены вариации составов минералов из околорудных ореолов: карбоната, серицита, полевых шпатов. Моделирование состава вторичного биотита (титанистость, магнезиальность) методом псевдосечений (программа PetpleX\_6.6.1) дает температуры его образования в интервале 450–600 °С, при этом летучесть кислорода, видимо оставалась постоянной. Моделирование развития березит-гумбеитов методом псевдосечений, показывает что наблюдаемая ассоциация доломит-микроклин-серицит-кварц-рутил может быть получена при взаимодействии водно-углекисло-хлоридного флюида ( $CNaCl=20$  мас. экв. %) с гранодиоритом. Наблюдаемая в околорудных серицитах зональность с резким падением Si (от центра к краю) может быть объяснена ростом количества углекислоты (до  $XCO_2=0.4$ ) во флюиде.



Биргильдинско-Гоминский рудный узел включает месторождения, соответствующие разным уровням глубинности порфирово-эпитептермальной системы. Так, в наименее эродированной части узла, в андезит-дацитовых туфах (D3-C1) локализовано эпитептермальное Au-Ag Березняковское месторождение. К подстилающим туфам известнякам и мраморам (O2-S) приурочено Cu-Ag-Pb-Zn стратиформное рудопоявление Биксизак. Нижележащие базальты (O1-2) вмещают Cu-порфировое месторождение Калиновское. Все они генетически связаны с интрузиями андезитовых и диоритовых порфиритов (D3-C1). Изучены составы карбонатов и серицитов из околорудных березитовых изменений Калиновского месторождения. Серициты из околорудных изменений представлены рядом парагонит-серицит, что ранее было показано А.И. Грабежевым [7]. Карбонат отвечает ряду кальцит-анкерит-доломит. Температуры образования березитов оценены по хлоритовому термометру [8] в диапазоне 250–320 °C

Таким образом, изучение состава минералов из ореолов гидротермально- измененных пород порфировых месторождений позволяет получить данные об эволюции этих рудно-магматических систем.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ №№ 13-05-00622а и 14-05-00725а и Программы Президиума РАН № 27.*

### Литература

1. *Lehmann B., Heinhorst J., Hein U. et al.* The Bereznyakovskoe gold trend, southern Urals, Russia // Mineralium Deposita. 1999. 34. P. 241–249.
2. *Грабежев А.И., Боровиков А.А., Вигорова В.Г.* Флюидные включения в прожилковом кварце и карбонате медно-порфировых месторождений Урала // Ежегодник–2007. Екатеринбург: изд-во ИГГ УрО РАН. С. 308–312.
3. *Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Groznova E.O. et al.* The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda–Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V.79. Part B. P. 910–931.
4. *Грознова Е.О., Плотинская О.Ю., Абрамов С.С., Боровиков А.А., Milovska S. Luptakova J.* Условия формирования руд и состав рудообразующих флюидов эпитептермальных и порфировых месторождений Урала. Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Иркутск, 10–14 сентября 2014 г.). – Иркутск. Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. С. 24–26.
5. *Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А.* Михеевское месторождение медно- порфировых руд на Южном Урале // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 57–61.
6. *Азовская О.Б., Грабежев А.И.* Талицкое медно-молибден-порфировое месторождение – первый объект субщелочной порфировой системы на Среднем Урале // Доклады Академии наук. 2008. Т.418. № 2. С. 237–240.
7. *Грабежев А.И., Белгородский Е.А.* Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфирированных месторождений (на примере Урала). Екатеринбург. Наука Институт геологии и геохимии УО РАН. 1992 г. 200 с.
8. *Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М.* Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // ВЕСТНИК ОНЗ РАН, ТОМ 4, NZ9001, doi:10.2205/2012NZ\_ASEMPG, 2012.

## НАХОДКИ ВКЛЮЧЕНИЙ СУЛЬФИДНЫХ И ОКСИДНОРУДНЫХ РАСПЛАВОВ В АКЦЕССОРНОМ ЦИРКОНЕ ИЗ ГРАНИТОВ: МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Альшевский А.В.

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, [aurum@nepsri.ru](mailto:aurum@nepsri.ru)

Методами оптической минераграфии и на микрозонде изучены внутреннее строение и разнообразные включения в кристаллах акцессорного магматического циркона из  $MZ_2$  гранитоидных пород ведущих рудно-магматических узлов Центрально-Колымского золотоносного региона Северо-Востока России.

В исследованных цирконах помимо минеральных микрокристаллических зерен ильменита, апатита и сульфидов железа, ассоциирующих с расплавленными силикатными включениями с большой долей флюидной составляющей, также были установлены редкие каплевидные сфероидные сульфидные и оксиднорудные образования, интерпретированные как включения рудных расплавов соответствующего состава, до настоящего времени неизвестные в гранитоидных породах плутонической фации глубинности [3].

На рис. 1 А представлена уникальная ассоциация микросферул пирротинового и ильменитового состава, установленных в цирконе из гранитоидов в Иньяли-Дебинском синклинории – штока Медвежий – сателлита плутона Красивый из Утинской группы массивов. В центральной части кристалла циркона с тонкой осциллярной зональностью расположен относительно крупный (15 × 20 мкм) сфероид сульфидно-го расплава со структурой распада высокотемпературных троилита и гексагонального пирротина. Валло-

вый состав различных участков сфероидов по данным микрозондового исследования соответствует промежуточным значениям от FeS (троилит) до Fe<sub>9</sub>S<sub>10</sub> (гексагональный пирротин) (табл.). Это сульфидное включение окружено сообществом каплей близкой размерности и более мелких (до 1 мкм и менее) ильменитового состава. Прозрачность циркона позволяет наблюдать в его внутренней невоскресной части различные стадии коалесценции (слияния) мелких каплей ильменитового расплава в более крупные, прерванной их захватом быстрорастущим цирконом. Химический состав ильменита примечателен повышенным содержанием примеси магния (см. табл.), на порядок превышающем значения, типичные для внутрикорковых гранитоидов, но характерным для кремнекислых производных мантийных трахиандезитовых магм.

Химический состав рудных микровключений в цирконе, мас. %

№ п/п	Минерал	Mg	Fe	Ti	O	S	Σ	в том числе
1	I	—	62,0	—	—	36,4	98,4	—
2	II	—	59,6	—	—	37,3	97,3	0,4 Si
3	II	—	60,3	—	—	37,5	97,8	—
4	III	—	59,7	—	—	38,9	98,6	—
5	IV	—	45,9	—	—	52,2	98,1	—
6	V	0,9	35,1	29,9	32,5	—	99,0	0,6 V
7	V	1,1	35,3	30,6	32,7	—	99,9	0,3 Mn
8	VI	—	3,7	1,1	—	32,7	100,5	63,0 Zn

*Примечание.* Объекты: 1–3, 6, 7 – шток-сателлит плутона Красивый; 4, 5, 8 – плутон Бургагы (Школьный). Минералы: I – троилит; II – пирротин гексагональный; III – пирротин моноклинный; IV – пирит; V – ильменит; VI – сфалерит. Микрозонд JXA-8100, ДВГИ ДВО РАН, аналитик Г.Б.Молчанова.

Ильменит и гексагональный пирротин можно рассматривать как универсальные геотермометры с фиксированной точкой – температуры их плавления составляют, соответственно, 1365 и 1192 °С – здесь и далее при 1 ат – и с повышением давления (глубины) только увеличиваются [2]. Соответственно, можно сделать вывод, что изученный циркон кристаллизовался при высокой температуре, по крайней мере, не ниже этих реперных значений, что необычно для колымских орогенных магм гранитоидного состава, считающихся палингенными и низкотемпературными [4].

В свою очередь, крупным кристаллическим зерном деформированного акцессорного ильменита, ассоциирующим с этим цирконом, было захвачено другое – гетерогенное более сложное включение, представленное сростком породообразующих силикатов с краевой каплей сульфидного расплава более сложного полиэлементного состава (рис. 1 Б, табл.).

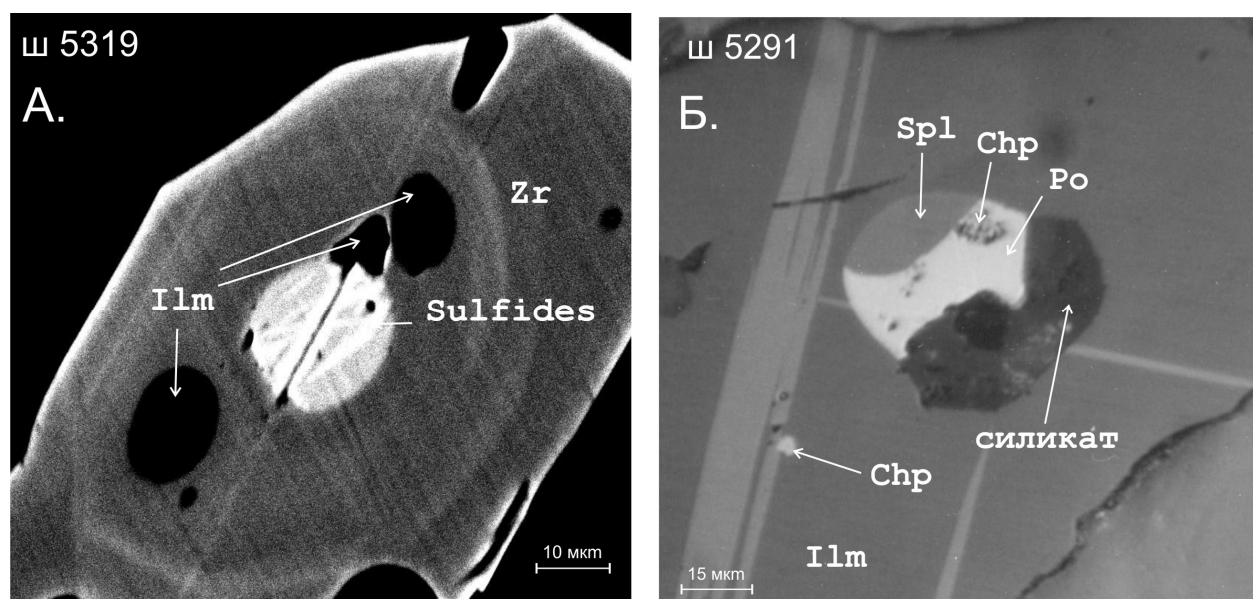


Рис. 1. «Капли» сульфидных и оксиднорудных расплавов в акцессорном цирконе (А) и в ассоциирующем с ним ильмените (Б).

Здесь и на рис. 2 – минералы: Zr – циркон, Ilm – ильменит, Chp – халькопирит, Spl – сфалерит, Po – пирротин, Ap – апатит, Sulfides – агрегат фаз распавшегося сульфидного расплава

На рис. 2 А показана другая типичная ассоциация рудных микровключений в акцессорном цирконе из адамеллитов в Аян-Юряхском антиклинории – pluton Бургагы-Школьный, главная фаза. В данном случае, хорошо окристаллизованное зерно зонального циркона включает микрокристаллы более раннего короткостолбчатого фтор-апатита ( $F = 4,65 \text{ мас.}\%$ ), а также крупную ( $20 \times 30 \text{ мкм}$ ) оксидно-сульфидную сферулу неоднородного внутреннего строения. Ядро сферулы, сложенное малосернистым моноклинным пирротинном ( $Fe_7S_8$ ), заключено в тонкую оболочку, состоящую из пирита ( $FeS_2$ ). Ассиметрично, по краю этого ядра расположена достаточно крупная усадочная газовая полость, в стороны от которой развит агрегат железо-сульфидно-оксидной фазы серого цвета. Вполне очевидно, что температура кристаллизации этого акцессорного циркона была ниже  $1660^\circ\text{C}$  ( $T_{\text{пл}} - F\text{-апатита}$ ), но она превышала  $1080^\circ\text{C}$  ( $T_{\text{пл}}$  монокл. пирротина), что обеспечивало существование и захват капель высокосернистого флюидизированного сульфидного расплава, в дальнейшем раскристаллизованного во включении от стенок к центру в последовательности: пирит ( $T_{\text{пл}} - 1150^\circ\text{C}$ ) – моноклинный пирротин ( $1080^\circ\text{C}$ ) – остаточная метасоматически развитая,  $Fe\text{-S-O}$  фаза вдоль усадочной полости.

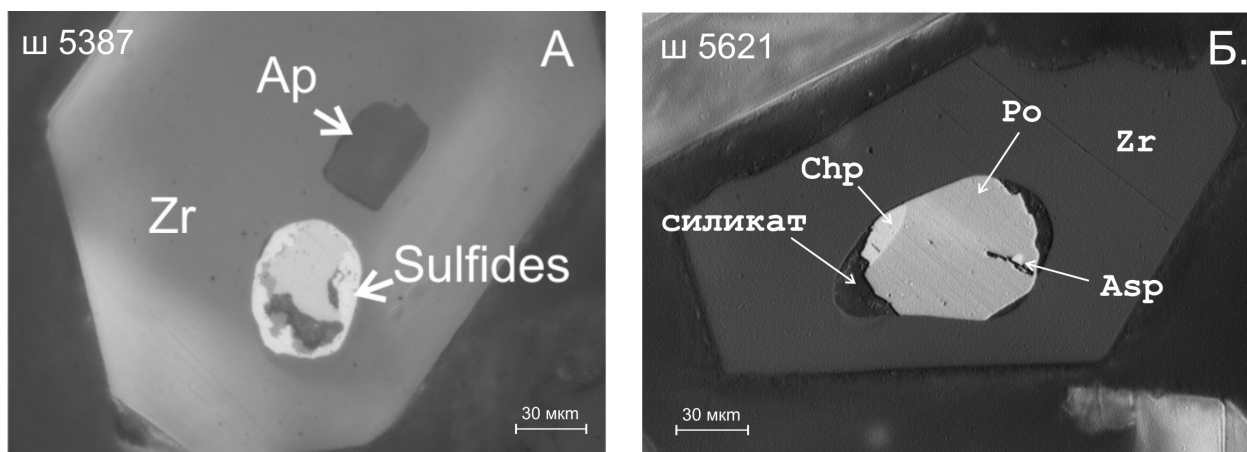


Рис. 2. Псевдогранные включения силикатно-сульфидных расплавов в акцессорном цирконе. Снимки здесь и на рис. 1 Б выполнены на монтированных полированных препаратах в отраженном свете, на рис. 1 А – на микрозонде в режиме «Сомпо»

Пирротин является преобладающей минеральной фазой исходных капель сульфидных расплавов, раскристаллизация которых также сопровождалась образованием краевых выделений флюидно-силикатных оболочек, халькопиритовых зон и в меньшей степени микрозерен арсенопирита (рис. 2 Б), а каплевидная форма включений отчасти затухевывалась, приближаясь к псевдогранной (см. рис. 2 А и Б).

Матричный циркон в обоих рассмотренных случаях характеризуется высокими габбровыми значениями генетически важных циркон-гафниевого соотношений –  $68,9\text{--}77,7$ , незакономерно изменяющимися по зонам роста кристалла, иногда увеличиваясь до гипербазитовых ( $110,9$ ) или снижаясь в промежуточных светлых зонах (см. рис. 1 А) до типичных гранитоидных ( $46,6\text{--}37,7$ ).

Отметим, что оба плутона относятся к позднеюрскому басугуньинскому интрузивному комплексу, который мы считаем золотоносным (Au-месторождения Школьное, Утинское, Дарьял-2 и др.). Температурный интервал кристаллизации гранитоидов главных фаз этого комплекса ранее методами расплавной термобарометрии оценивался нами в  $1200\text{--}910^\circ\text{C}$  [1]. Было отмечено, что плавление микрокристаллических фаз силикатных включений (отвечающее субсолидусу) начиналось при  $800^\circ\text{C}$ , а полная гомогенизация в расплав (силикатный ликвидус) достигалась при  $1200^\circ\text{C}$ . Новые находки микровключений сульфидного и оксидно-рудного составов указывают на еще более высокие ( $1200\text{--}1300^\circ\text{C}$ ) температурные условия начальной глубинной протокристаллизации исходных гранитоидных магм и их отчетливую связь с родоначальными гипербазит-базитовыми расплавами, как известно [3], характеризующимися достаточно широко проявленной вкрапленной сульфидно-силикатной несмесимостью, вплоть до образования собственно магматических ликвационных оксидных и сульфидных руд различных металлов ( $Fe, Cr, Co, Ni, Cu$ ), как правило, платиноносных и часто золотоносных.

## Литература

1. Ворцетнев В. В., Гончаров В. И., Альшевский А. В. Физико-химические условия формирования интрузивных и гидротермальных образований в золоторудных узлах складчатых зон Северо-Востока СССР (по данным термобарометрических исследований) // Магматические формации Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 143–170.

2. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Изд-во «Мир», 1981. 575 с.
3. Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных и метаморфических пород. М.: Недра, 1988. 199 с.
4. Соболев А. П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблема их рудоносности. М.: Наука, 1989. 249 с.

## АКЦЕССОРНАЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ИЗ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ УЗЛОВ УНИКАЛЬНОГО ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЫМСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО РЕГИОНА (ЦКР, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Альшевский А. В.

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, [aurum@neqsri.ru](mailto:aurum@neqsri.ru)

Минераграфические исследования минеральных сростаний акцессорных сульфидов магматической группы показали, что при достаточно систематических наблюдениях эти работы приводят к выявлению надежно обоснованных, неопровержимых фактов исходной потенциальной рудоносности гранитоидных plutonov ведущих в ЦКР формационных типов. В составе акцессорной сульфидной минерализации пород главных фаз или их жильных дериватов – аплитов, пегматитов, микрогранитов, а также участков развития шлиров и автолитов, устанавливаются золотосодержащие минеральные комплексы, практически идентичные таковым из гидротермальных руд местных, структурно ассоциированных с  $MZ_2$  гранитами гидротермальных (золото-редкометалльных и даже золото-кварцевых) месторождений.

Обр. 11/2007 – басугуньинский аплит,  $J_3$  массив Столовый, Утинский узел. Гранитоидный массив Столовый в ряду приколумской цепи петротипических гранитоидных plutonov басугуньинского комплекса (Басугунья, Сторожевой, Красивый, Грозовой) представляется в геохимическом поле золота в лучшем случае как малоперспективный. Из жилы аплита в западной части массива были отобраны образцы пород, после распиловки которых для исследований под микроскопом и на микрозонде было выбрано около двух десятков силикатно-сульфидных сростаний размером от 1,0–0,5 мм и менее, которые также выпиливались и монтировались. Микроскопическим исследованием в отраженном свете этих монтажей были выявлены тесные сростания калишпата, биотита и кристаллических, часто скелетных, агрегатов двух сульфидов – лёллингита и арсенопирита. В большинстве зерен устанавливается периферийное псевдоморфное замещение диарсенида сульфидом, свидетельствующее о проявлении сульфуризации, как основного способа образования этого арсенопирита. Периферийная оболочка  $FeAsS$  на зернах  $FeAs_2$  преимущественно более мелкозернистая, микропористая, чем ядро основной фазы. По границе лёллингитового ядра и новообразованного арсенопирита развиты цепочки микрозерен (5–10 мкм и менее) высокоотражающих рудных минералов, среди которых резко преобладает самородный висмут. Отмечены редкие мелкие выделения висмута и теллурида серебра – гессита, а также микрочастицы самородного золота, подтвержденные определениями состава на микрозонде.

Исследованная акцессорная рудная минерализация аплита, находящаяся в ассоциации с безусловно свежим магматическим биотитом, по перечню минералов практически неотличима от руд некоторых высоко-серебристых точек минерализации на золото-редкометалльных участках Тучка и Русак Утинского рудно-магматического узла, а проявленность гессита роднит ее со штокерковой золото-кварцевой минерализацией штока Медвежий, выделяющейся присутствием алтаита ( $PbTe$ ), гессита ( $Ag_2Te$ ) и кобальтина ( $CoAsS$ , [1]).

Обр. Nch-1 – биотитовый гранит главной фазы  $J_3$  массива Нетчен-Хая, Мякит-Хурчанский узел. Каменный материал для исследования распиливался, просматривался под биноклем; выбирались участки с зернами сульфидов, которые также выпиливались. Значительное количество сульфидных зерен было извлечено совместно с цирконом из тщательно выполненных протоколов из неэлектромагнитной и – в сростках с биотитом – электромагнитной фракции. Наблюдения в аншлифах и монтированных препаратах показало, что в силикатных калишпат-биотитовых сростаниях из гранитов постоянно присутствует некоторое количество зерен сульфидов, преимущественно двухфазного лёллингит-арсенопиритового строения и состава. Размер зерен от 100–200 мкм и менее; форма субизометричная, но преимущественно интерстициальная, подчиненная граням сопутствующих силикатов. Во внутренней части сульфидных сростаний практически постоянно заключены микрозерна породообразующих минералов (ортоклаза, биотита), в том числе и акцессорных (апатит, циркон, монацит?).

В сульфидных сростаниях лёллингит также занимает преимущественно центральную часть зерен, тяготея к первовыделениям гранитоидных акцессориев, а арсенопирит занимает их периферийные зоны, выделяющиеся более тонкозернистым и пористым строением. В границах пористых периферийных  $Asp$ -зон сульфидных сростаний практически постоянно обнаруживаются мелкие (10–20 мкм и менее) интерстициальные выделения минералов продуктивного золотоносного комплекса. Помимо резко преобладающего самородного

висмута, в составе этого комплекса широко распространены микровыделения (3–5 мкм и менее) зерен теллурида висмута – хедлиита, а также самородного золота. Редкие, вроде бы секущие, жилковидные ( $0,5\text{--}1 \times 5\text{--}10$  мкм) выделения золота на проверку оказываются пленками, приуроченными к границе зерен Lo и Asp. Наряду с этими относительно «крупными» и редкими зёрнами Au, устанавливаемыми преимущественно в тесной ассоциации с самородным висмутом, в периферийной зоне Asp на пределе оптического разрешения микроскопа (1 мкм и менее) постоянно отмечаются многочисленные еще более мелкие золотишки. Проба самородного золота, измеренная, по соотношению Au и Ag в анализах на микрозонде, на наиболее крупных образцах составила на трех зёрнах – 808, 868 и 885‰.

Абсолютно уникальное срастание минералов продуктивного комплекса было встречено в обр. 1а ш 5503 пробы Nch–1. Здесь на границе зон Lo и Asp в прихотливо изогнутом интерстициальном зерне самородного висмута наряду с обычной субизометричной «каплей» самородного золота, расположенной по центру Vi-интерстиции, с ее края, погруженного в зону лёллингита, была обнаружена довольно крупная (до 10 мкм) фаза редкого золото-висмутового сульфида  $\text{AuBi}_5\text{S}_4$ , известная на Колыме уже более 25 лет [3] и лишь сравнительно недавно утвержденная как новый минерал – джонасонит.

Гранитоидный плутон Нетчен-Хая, также принадлежащий к позднеюрской интрузивной серии, характеризуется значительными разведанными запасами золото-редкометалльных (золото-висмутовых) постмагматических гидротермальных руд в жильно-прожилково-штокверковых зонах, но «гранитоидные» корни этих руд вполне отчетливо высвечены в специфических минералогических чертах магматических акцессорных сульфидов из этого гранитов этого плутона.

Обр. 87-3/А-2006 – амфибол-биотитовый диоритовый автолит из северного эндоконтакта К<sub>1</sub> гранитоидного массива Омчан. В исследованной породе развиты биотитовые гнезда («очки») размерами до 1–2 см, окруженные мелкозернистой полевошпат-биотит-амфиболовой основной массой с обильным апатитом, редкими зёрнами сфена и ортита. Крупные зёрна биотита, образующие розетки – «очки», в своем составе довольно часто содержат более мелкие интерстициальные гнезда, выполненные флюоритом, реже сфеном или кварцем. В этих гнездах и включающем их биотите была изучена обильная молибден- и золото-висмутосодержащая сульфоарсенидная минерализация. Ее основу составляют сравнительно крупные (до 1 мм) монокристаллические зёрна CoNi-лёллингита (до 6 мас.% Co, до 10% Ni), кристаллы тонкозонального беспримесного арсенопирита и многочисленные чешуйки молибденита. По периферии зерен Lo развиты сплошные венчики из мелких, 20–30 мкм и менее, кристаллических зерен FeCo-герсдорфита (7–14% Co); FeCo раммельсбергита (Co – до 4%); высоконикелевого (Ni – до 10%) сафлорита, Ni-арсенопирита и данаита (Co 4–6%, Ni 6–10%). Во внутренней части срастаний арсенидов и сульфоарсенидов, главным образом, в CoNi лёллингите по трещинам и в интерстициях развита богатая золото-висмута-теллуридная и висмутосульфосольная минерализация в составе микровыделений (по распространенности): самородного висмута, Pb-грюнлингита, Cu-канницарита, Cu-ашамальмита, айкинита, крупкаита и самородного золота (диагностика минералов выполнена при микрозондовом исследовании). В единичных зёрнах отмечены включения халькопирита, пирротина и галенита. По единичному замеру проба самородного золота в лёллингите составляет 796‰. Отношение Co к Ni в наиболее распространенном матричном лёллингите близко к 1:2; золотосодержащая минерализация в большей степени никелевая, чем кобальтовая.

Результаты изучения акцессорной золото-редкометалльной минерализации гранитоидов Омчанского плутона выявили черты ее подобия в промышленных гидротермальных золотых рудах перспективного месторождения Тэутэджак, расположенного в роговиках к северу от гранитов. Руды этого месторождения значимо выделяются среди других месторождений ЦКР широким развитием CoNi сульфоарсенидной минерализации. Содержания Co и Ni в рудах по данным В.А. Сидорова (2003 г.), достигают соответственно 180 и 300 г/т, при отношении этих элементов близких к Омчанским 1:2. Вместе с тем, преобладающими сульфоарсенидами в гидротермальных рудах Тэутэджака являются не лёллингит и герсдорфит, а хотя и Ni-содержащий (до 12 мас.% Ni), но все же кобальтин, при этом превосходство содержаний Ni над Co достигается развитием других никелевых минералов: пентландита, сложных никелиевых сульфидов – паркерита, гаухекорнита, каллилита. В минералах установлены повышенные содержания примеси элементов платиновой группы – платины и палладия – до 1–2 мас.%. В богатых Au-Bi рудах этого месторождения по результатам атомно-абсорбционного анализа можно ожидать до 1 г/т попутных ЭПГ.

По гравиметрическим данным под центральной частью этого рудного поля на глубине 400–500 м фиксируется объект, интерпретированный как апофиза неглубоко залегающей кровли Омчанского плутона. На наш взгляд, это месторождение вполне возможно рассматривать как пример реализации надежно установленной акцессорной золото-редкометалльной специализации гранитоидов Омчанского плутона.

Минераграфические исследования акцессорных магматических сульфидов, подобные выполненным, насколько нам известно, не слишком широко используются в практике прогнозных металлогенических исследований и их вполне возможно рекомендовать как достаточно простой и эффективный способ оценки потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий как в других районах ЦКР, так и на новых малоисследованных площадях.

## Литература

1. *Альшевский А. В.* Геология, особенности вещественного состава, генезис и перспективы золотого оруденения в Утинском узле: Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2009. 29 с.
2. Условия зарождения и эволюция гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии / Г.Н. Гамянин, Н.А. Горячев, А.Г. Бахарев и др. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 196 с.
3. *Шило Н. А., Гончаров В. И., Альшевский А. В., Ворцenneв В. В.* Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 181 с.

## НОВЫЙ ТИП МАЛОСУЛЬФИДНОЙ ЭПГ-МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРИМИТИВНЫХ ТРОКТОЛИТАХ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА

Арискин А.А.<sup>1,2</sup>, Николаев Г.С.<sup>2</sup>, Данышевский Л.В.<sup>3</sup>, Кислов Е.В.<sup>4</sup>, Малышев А.В.<sup>4</sup>, Бармина Г.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Геологический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы 1, 119234 Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, ул. Косыгина 19, 119991 Москва, Россия

<sup>3</sup> Центр исследований рудных месторождений (CODES), Тасманийский университет, Хобарт, Австралия

<sup>4</sup> Геологический институт СО РАН, Сахьяновой 6, 670047 Улан-Удэ, Россия

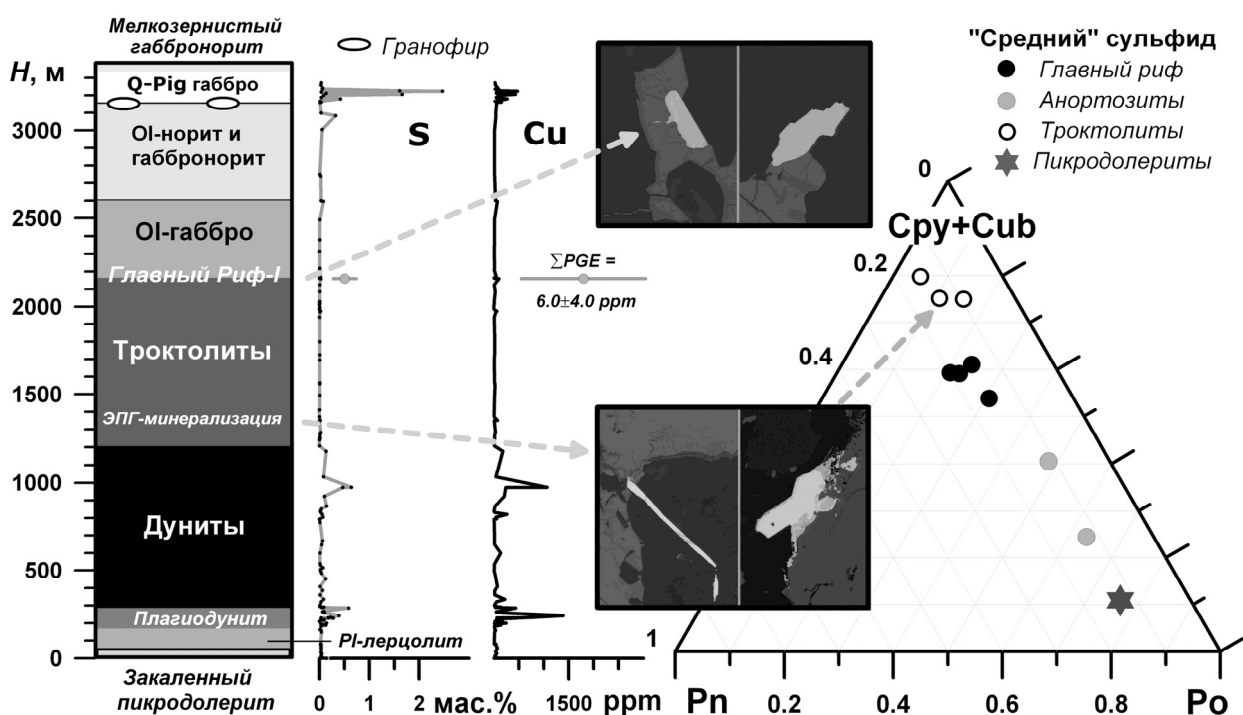
**Геология и сульфидная минерализация Довырена.** Йоко-Довыренский интрузив расположен в Северном Прибайкалье и входит в состав Сыннырско-Довыренского вулканоплутонического комплекса (~728 млн. лет [1,2]). Помимо главного расслоенного массива к нему относятся силлы ультрамафитов и дайки лекократовых габброноритов, ассоциирующие с высоко-Ti и низко-Ti вулканитами Сыннырского хребта [3–6]. Изотопно-геохимические данные указывают на генетическое родство этих интрузивных пород и андезитобазальтов низкотитанистого типа [7]. Довырен имеет субвертикальное падение, что позволяет реконструировать его разрезы путем опробования поверхностных обнажений – вкрест простирания интрузива и вмещающих пород. Строение массива детально изучено в наиболее мощной центральной части (3.2–3.4 км) – в районе руч. Большой и Центральный [6]. В основании разреза здесь выделяются породы эндоконтакта (закаленные пикродолериты, переходящие в плагиоклазовые лерцолиты) и пять зон, отвечающие (снизу вверх) преобладающим минералам: дунит ( $Ol+Chr$ ) → троктолит ( $Ol+Pl+Chr$ ) → оливиновое габбро ( $Pl+Ol+Cpx$ ) → оливиновый габбронорит ( $Pl+Ol+Cpx \pm Opx$ ) → кварцевые габбронориты и пижонитовые габбро ( $Pl+Cpx \pm Opx \pm Pig$ ), рис. 1. В прикровельной части массива распространены габбро-пегматиты и кварцевые гранофиры. Зона верхнего контакта сложена мелкозернистыми габброноритами. Интерес к проблемам сульфидообразования и рудному потенциалу Довыренского интрузивного комплекса обусловлен наличием Cu-Ni сульфидных руд в подстилающих силлах и основании плутона [3, 5, 6], а также присутствием в верхах разреза анортозитов с участками малосульфидной минерализации, богатой ЭПГ [8, 9], см. рис.1. Это явилось основанием для детальных исследований минералогии и геохимии малосульфидной минерализации на границе троктолитов и оливиновых габбро, которая представляет обширную зону с обилием шпиров и прослоев анортозитов (см. обзор Д.А. Орсова в [9]). Мы представляем новые данные, указывающие на присутствие участков накопления высококомедистых и богатых ЭПГ сульфидов в более меланократовых породах из нижней части троктолитовой зоны.

**Методы исследований.** В 2006–2013 гг. нами опробованы разные типы сульфидной минерализации, проявленной в краевых и контактовых зонах, а также внутри самого интрузива. Большая часть этой коллекции изучена в Центральной научной лаборатории Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия) с применением методов лазерной абляции сульфидных фаз (для определения их микроэлементного состава) и электронной микроскопии (для оценки среднего минерального состава сульфида в образцах). Главные фазы сульфидов включали пентландит (Pn), пирротин (Po), халькопирит (Cpy) и кубанит (Cub). Содержания Fe, Cu, Ni, Co, Zn, Ag, Re, Cd, ЭПГ и Au в этих минералах определялись на масс-спектрометре ICP-MS Agilent7500s; размер лазерного пучка составлял от 10 до 34  $\mu m$ . Для ЭПГ и золота использовался стандарт NiS-3 [10]. Оценки среднего минерального состава сульфидов (пропорций Pn/Po/Cpy/Cub) получены при помощи автоматизированной идентификации фаз на сканирующем электронном микроскопе FEI Quanta 600, который оборудован энергодисперсионным спектрометром (EDS) в сочетании с пакетом программ «Mineral Liberation Analyzer» (MLA). Измерения проводились на полированных шашках (диаметром 1 дюйм), приготовленных из фрагментов пород с повышенной концентрацией сульфидов (визуально). Это позволяло повысить точность определения «среднего состава сульфида» даже в случае убогой минерализации при валовых содержаниях серы менее 0.1 мас.%. Общее количество спектров минералов, полученных

на сетке размером  $\sim 12 \mu\text{m}^2$  для каждого образца, составляло примерно 10000. Относительные пропорции Pn, Po, Cru и Cub рассчитывались путем нормирования числа «попаданий» в конкретную минеральную фазу к общему числу микроучастков сульфидов.

**Обнаружение ЭПГ-минерализации в троктолитах.** Первый геохимический сигнал ЭПГ-сульфидов в троктолитах был получен в 2010 г. Э.Г. Конниковым, А.А. Аriskиным и Л.В. Данюшевским при LA-ICP-MS исследованиях коллекции сульфидных фаз Довырена (см. выше). Один из образцов, отобранных в крупно-блочном курумнике в  $\sim 120$  м выше контакта троктолитов с дунитами, явно выделялся по содержаниям Pd в пентландите ( $91 \pm 84$  ppm,  $n=7$ ); максимальные концентрации этого элемента достигали 250 ppm. Эти значения оказались близки среднему содержанию Pd в Pn из анортозитов Главного Рифа Довырена ( $235 \pm 84$  ppm,  $n=10$ ). Последующие исследования этого образца при помощи методов электронной микроскопии позволили обнаружить 12 зерен минералов платиновой группы (в основном – висмутеллуриды Pd) размером от 1 до  $9 \mu\text{m}$  и два зерна электрума ( $1-8 \mu\text{m}$ ). Другая аналогия заключалась в среднем составе сульфидов из этого троктолита, которые содержали 75–80% медистых минералов (Cru+Cub) – даже выше, чем сульфиды из Главного Рифа, см. рис. 1. По результатам этих наблюдений была поставлена задача более детального исследования сульфидной минерализации в нижней части троктолитовой зоны.

При полевых работах 2013 г. здесь были обнаружены обнажения мезократовых троктолитов, содержащие мелкие шпильки и обособления гетерогенного материала (Ol+Pl+ сульфид) размером до 5–10 см. Выпилить фрагменты таких включений непосредственно из скальных обнажений не удалось, однако из примыкающих развалов были отобраны новые образцы с вкрапленностью сульфидов. Один образец содержал фрагмент относительно крупного шпильки («диаметром»  $\sim 5$  см), из которого сделано два аншлифа, представляющего противоположные части этого сульфидного стяжения. Оба аншлифа (в виде шайб) были изучены методом автоматизированного определения фаз на сканирующем электронном микроскопе, в результате чего в каждом образце было обнаружено свыше 30 зерен МПГ. Размер отдельных зерен достигал 20–30  $\mu\text{m}$  (рис. 1, нижние изображения). Последующие исследования микроэлементного состава пентландита в этих образцах показали достаточно высокие содержания Pd ( $19.4 \pm 32.5$  и  $23.1 \pm 7.2$  ppm), Rh ( $11.1 \pm 8.8$  и  $23.1 \pm 7.2$ ), Ru ( $3.6 \pm 2.4$  и  $7.5 \pm 4.7$ ), Os ( $2.7 \pm 1.8$  и  $4.2 \pm 3.3$ ) и Ir ( $3.8 \pm 3.8$  и  $6.7 \pm 4.0$  ppm). Таким образом, наблюдения богатой ЭПГ минерализации в троктолитах получили дополнительное подтверждение в повышенных содержаниях элементов платиновой группы. При этом содержания платины в исследованных зернах пентландита составляли  $0.15 \pm 0.27$  и  $0.04 \pm 0.02$ , соответственно.



Строение Йоко-Довыренского расслоенного массива (слева), важнейшие горизонты малосульфидной минерализации (распределение S и Cu по разрезу) и средний минеральный состав сульфидов из богатых ЭПГ троктолитов, анортозитов и нижней зоны закалки (справа). BSE-изображения характеризуют МПГ из Главного Рифа и троктолитов

**Возможное происхождение.** Уже первая находка богатых МПГ сульфидов в низах троктолитовой зоны допускала возможность, что в действительности мы имеем дело с продуктами коллювиального переноса минерализованных пород из расположенной выше зоны перехода троктолитов к оливиновым габбро (к которой приурочен Главный ЭПГ-риф Довырена). Такое допущение не находит поддержки в результатах микрозондовых исследований, которые указывают на более примитивный характер троктолитов ( $\text{Fo}84.6 \pm 0.2$ ,  $\text{An}87.2 \pm 2.1$ ) по сравнению с породами, вмещающими минерализованные анортозиты ( $\text{Fo}81-84$ ,  $\text{An}84.4 \pm 0.7$ ). Вторая гипотеза предполагает, что высокомедистая и богатая ЭПГ сульфидная жидкость могла инфильтровать из зоны формирования Главного Рифа сквозь поровое пространство частично затвердевших троктолитовых кумулатов. Этому противоречит высоко Os-Ru-Ir состав пентландита из троктолитов: содержания этих элементов в среднем на порядок превышают концентрации в Рп из Главного Рифа. Таким образом, геологический факт обнаружения столь необычного типа сульфидной минерализации и ее геохимические особенности оставляют мало сомнений, что богатые ЭПГ сульфиды концентрировались также и в нижней части троктолитовой зоны Йоко-Довыренского массива. Этот вывод может иметь важное генетическое значение для исследований ЭПГ-минерализации в других крупных расслоенных интрузивах.

### Литература

1. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Кислов Е.В., Николаев Г.С., Орсов Д.А., Бармина Г.С., Бычков К.А. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. 2009. № 5. С. 451–480.
2. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Коститцын Ю.А., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–972.
3. Гурулев С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-периidotитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.
4. Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.
5. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 127 с.
6. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
7. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Маас Р., Коститцын Ю.А., Э. Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. № 3.
8. Дистлер В.В., Степин А.Г. Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расслоенного гипербазит-базитового интрузива (Северное Прибайкалье) // ДАН. 1993. Т. 328. № 4. С. 498–501.
9. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометальная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 193 с.
10. Gilbert S., Danyushevsky L., Robinson P., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Pearson N., Savard D., Norman M., Hanley J. A comparative study of five reference materials and the Lombard meteorite for the determination of the platinum-group elements and gold by LA-ICP-MS // Geostandards and Geoanalytical Research. 2013. V. 37. P. 51–64.

## ЩЕЛОЧНЫЕ ЛАМПРОФИРЫ ДАЛЬНЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Баскина В.А.

*Институт геологии рудных месторождений петрографии минералогии и геохимии РАН,  
Москва, baskinav@mail.ru*

Дальнегорское скарново-боросиликатное месторождение ( $44^{\circ} 34'$  с.ш. и  $135^{\circ} 37'$  в.д.) находится в Таухинском террейне Приморья, и располагается в северо-восточной части так называемого Горбушинского горста. Горст сложен выходами смятых, шарьированных триасово-юрских терригенных и кремнисто-вулканогенных толщ и раннемеловой олистостромы, отнесенных к разрезу аккреционной призмы. Значительная часть площади террейна перекрыта кислыми и средними позднемеловыми и палеогеновыми вулканитами Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса. Родственные вулканитам малые интрузии, лакколиты, трубки эруптивных брекчий, пластовые залежи в структурах отслаивания, линейные и кольцевые дайки образуют там густую сеть выходов. В отличие от этих территорий, в пределах горста доминируют породы основного и щелочно-основного состава, прежде всего магматические образования меймечит-пикрит-щелочнобазальтового комплекса. По нашим данным, магматическая актив-



ность щелочных очагов в рифтогенных разломах краевой части континента завершилась в барреме-альбе, после аккреции [1, 2]. В более молодых, послескладчатых отложениях региона в частности, в покровах позднемиоценовых – палеогеновых вулканитов выходы щелочных базитов этого комплекса не известны.

Пояса щелочных базитов образуют структуру, подобную тройному рифтовому сочленению, в центре которой, в ареале Дальнегорского месторождения располагается узел скопления магматических тел, метасоматитов и руд. В отличие от пород щелочнобазальтового комплекса в регионе, магматические породы месторождения представлены преимущественно калиевыми разностями (калиевые щелочные долериты, шонкиниты, лампрофиры), с повышенными содержаниями Nb, Th, LREE, K, Ba. Тела заметно тектонизированы. Дайки и «согласные» залежи сильно нарушены, смяты совместно с вмещающими терригенно-кремнистыми и песчано-алевролитовыми отложениями и обычно имеют на современном срезе крутое до вертикального залегание. Породы обнаруживают следы разновременных воздействий гидротерм, что привело к нарушениям изотопных датировок [3]. А.И. Ханчук и многие его коллеги рассматривают щелочно-базальтовые тела региона как аллохтонные образования в разрезе аккреционной призмы [4], что исключает их активную роль в рудообразовании. И.Н. Говоров ранее полагал что под месторождением имеется локальный, долгоживущий мел-палеогеновый щелочнобазальтовый очаг, и считал источник бора ювенильным, связанным с потоком щелочных флюидов [5].

Автор признает предположение И.Н. Говорова справедливым, и основанием служат наблюдаемые в магматических телах на месторождении признаки длительной и многократной активности щелочных флюидов. Это, в частности, особенности присутствующих на месторождении щелочных керсутитовых лампрофиров.

Выходы лампрофиров на поверхности наблюдались лишь в центральной части Дальнегорского месторождения, где были вскрыты карьером в устье кл Хрустального. Лампрофиры образуют в щелочно-габброидных телах фациальные обособления, поперечником от первых метров до десятков сантиметров. Это темные блестящие породы с обильными идиоморфными вкрапленниками темного бурого керсутита, реже с участием титанистого авгита. Местами керсутиты сцементированы ортоклазовыми срастаниями, чаще фанеритовая связующая масса лампрофиров сложена ортоклазами, клинопироксенами, керсутитами, гастингситами, высокотитанистыми биотитами, титаномагнетитами, ильменитами, апатитами, тремолитами. Во многих обособлениях лампрофиров сохраняются реликты в большей или меньшей мере разложившихся клинопироксенов. Титанистые авгиты в лампрофирах, как и в щелочных габброидах, образуют радиальные сростки призматических вытянутых кристаллов. В породах обилён игольчатый апатит. Апатиты обогащены редкими землями (более 1%). Керсутит составляет от 30 до 90% вкрапленников. Это идиоморфные кристаллы, часто с расщепленными «скелетными» окончаниями. Ar-Ar датировки керсутитов 69–70 млн л.

Кристаллизация керсутитов начиналась на пике концентраций щелочей и воды. Содержания титана и магния падают от центров к краям зерен и далее к керсутитам лейст в связующей массе, отражая условия снижения температуры и щелочности [6]. Фенокристы железо магнезиальных силикатов доминируют там, где рост концентраций бора и фосфора подавляет нуклеацию полевых шпатов. [7]. О накоплении «сетеактивных» компонентов: P, B, F, H<sub>2</sub>O, возможно, свидетельствуют и скелетные, коробчатые формы кристаллов керсутита. Керсутиты в лампрофирах лишены опацитовых кайм и следов объемного разложения, т.е не несут признаков декомпрессии, что также указывает на их кристаллизацию в камерах становления.

По сравнению с остальными породами дальнегорского ареала, лампрофиры, наиболее обогащены LILE и HFSE. ( SiO<sub>2</sub> 44–49%; TiO<sub>2</sub> 2.3–4.3%; K<sub>2</sub>O 6.1–8%; Sr 480–900 г/т; Ba 1100–4500 г/т; Zr 230–390 г/т; Nb 110–246 г/т; Cr 16–20 г/т; Th 16–18 г/т; La<sub>n</sub> 500–700, La/Lu 22–80). LREE накапливаются в керсутитах. Содержания H<sub>2</sub>O в породах 3–4%, концентрации фтора 2500–4800 г/т. Отношения <sup>144</sup>Nd / <sup>143</sup>Nd равны 0,5126–0,5127 и <sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr 0,7048–0,7061. При этом, лампрофиры не обладают признаками первичных мантийных выплавок – на это указывают низкое магниевое число, низкие содержания хрома и никеля.

Зерна керсутита из лампрофира были проанализированы на лазерном масс-спектрометре ЛАММА 1000 в институте Механообр в г. Сан-Петербурге. По этим данным в керсутитах содержится до 0,2–0,5% B, Ba, Sr, Li, и более 100 г/т La. Это подтверждает, что щелочные флюиды, активные на позднемагматической стадии становления калиевых габброидов и долеритов обеспечивали наряду с другими компонентами, подвижность и накопление бора.

Минеральные ассоциации, характерные для обособлений лампрофиров, образуют также позднемагматические парагенезисы во многих телах щелочных долеритов и габброидов в центральной части месторождения. В шонкинитах сростки крупных призм титанистых авгитов окружены идиоморфными свежими зернами керсутитов, часто образующими струйчатые и дендровидные скопления. Периферия керсутитовых выделений бахромчатая, эти зоны беднее титаном, чем центральные части зерен. В такситовой связующей массе шонкинитов обильны скелетные зерна и метакристы буроватого ферригастингсита, с еще меньшими содержаниями титана. Изменения состава керсутитов от центров крупных зерен к их краям и далее к амфиболам в мезостазисе те же, что и в лампрофирах. Так, в шонкинитах из центра

интрузива в левом борту р. Рудной титан-авгиты имеют железистость 37, а керсутиты, зональные и дорастающие на концах гастингситов, меняют общую железистость от центра к краям в последовательности 43–54–61, а концентрации  $TiO_2$  соответственно, 6.6–4.9–2.8(%). В лампрофирах правобережья р. Рудной вкрапленники титан-авгита имеют железистость 36–38, а в зональных керсутитах смена железистости от центра и далее к гастингситам 53–55–59–69. Содержания  $TiO_2$  в них меняются в пределах 6.5–3.3–2.8(%). Калиевый шпат частью образует веерные сростки, частью не индивидуализирован и ассоциирован с гнездами эпидота. Для шонкинитов с таким типом позднемагматической минерализации характерны высокие концентрации K, Rb, Ba, Nb, F.

Дальнегорские лампрофиры по текстуре пород, специфике минералогии и геохимии не отличаются от типовых лампрофиров мира [8]. В имеющихся обобщениях отмечалось, что лампрофиры широко варьируют по составу, т.к. ассоциированы со многими сериями основных и ультраосновных пород. От преобладающих, фоновых разностей лампрофиры отличаются повышенными концентрациями воды, летучих, некогерентных примесей. Породы имеют высокие концентрации щелочей (главным образом калия), высокозарядных элементов, LILE LREE, при сильном фракционировании REE. Типоморфные текстурные отличия лампрофиров свидетельствуют о высоких давлениях воды в камерах кристаллизации. При этом их общие характерные черты – в первую очередь обильные фенокристы железо-магнезиальных минералов в отсутствии полевых шпатов, повышенные концентрации K, Rb, Ba, REE,  $H_2O$  заставляют рассматривать их как фации остаточных расплавов, обогащенные летучими и щелочами.

После формирования лампрофиров активность щелочного очага не завершилась. Импульс подъема калиевых флюидов сопровождал в раннем эоцене отложение промышленных датолитовых руд. [3]. Возникшие под воздействием этих флюидов специфические апобазальтовые высококалиевые латиты, датированные в интервале 57–56 млн лет, пересекают тела керсутитовых лампрофиров. Подъем щелочных флюидов сквозь проводящие структуры месторождения прекратился в эоцене. Об этом свидетельствуют геохимические особенности даек долеритов, секущих скарны с датолитом. Возраст даек по K-Ar определен 54–55 млн лет.

Условия обособления лампрофиров; их изотопно-геохимические характеристики; особенности минералогии указывают на активность щелочных флюидов в период рудоотложения; на их возможную роль в переносе и накоплении бора. Формирование щелочных керсутитовых лампрофиров служит одним из признаков, свидетельствующих о существовании в магматическом комплексе Дальнегорского месторождения локального щелочнобазитового очага, и на локализацию этого предполагаемого магматического источника флюидов в узком структурном канале в центре месторождения.

### Литература

1. Баскина В.А. Меймечит-пикрит-щелочнобазальтовый комплекс Таухинского террейна, Приморье. // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы. Тез. докл. Иркутск. 2013. С. 74–76.
2. Баскина В.А., Томсон И.Н., Якушев А.И. Условия накопления раннемезозойских базальтов Дальнего Востока России – аккреция тихоокеанских гайотов или эпиконтинентальный рифтогенез? // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. № 3. С. 460–463.
3. Дубинина Е.О., Баскина В.А., Авдеев А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопно-геохимические корреляции вмещающих пород // Геология рудных месторождений. 2011. № 1. С. 65–83.
4. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Доклады АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 186–190.
5. Говоров И.Н. Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского района Приморья // Доклады АН СССР. 1976. Т. 230. № 1. С. 186–189.
6. Магматические горные породы. Щелочные породы. М. Наука. 1984. 414 с.
7. London D., Morgan G.B.4, Wolf M B, Boron in granitic rocks and their contact aureoles // *Contrib. Mineral. Soc. of Am. Reviews in Mineralogy*. 1996. V. 33. P. 299–330.
8. Rock NMS. Lamprophyres. Blackies Glasgow. 1991. 284 p.

## **ЭВОЛЮЦИЯ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА И АЛТАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ СУБДУКЦИОННЫХ, ТРАНСФОРМНЫХ И КОЛЛИЗИОННЫХ ОБСТАНОВОК ПРИ СТАНОВЛЕНИИ ЕВРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА**

**Владимиров А.Г.<sup>1,2,3</sup>, Косарев А.М.<sup>4</sup>, Ханчук А.И.<sup>5</sup>, Салихов Д.Н.<sup>4</sup>, Крук Н.Н.<sup>1</sup>, Гаськов И.В.<sup>1,3</sup>,  
Хромых С.В.<sup>1,3</sup>, Серавкин И.Б.<sup>4</sup>, Котлер П.Д.<sup>1,2,3</sup>, Рахимов И.Р.<sup>4,6</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,  
e-mail: vladimir@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*Томский государственный университет, Томск, e-mail: labspm@ggf.tsu.ru*

<sup>3</sup>*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, e-mail: pashkova@ggb.nsc.ru*

<sup>4</sup>*Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, e-mail: amkosarev@mail.ru*

<sup>5</sup>*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: axanchuk@mail.ru*

<sup>6</sup>*Башкирский государственный университет, г. Уфа, e-mail: rigel92@mail.ru*

Урало-Монголо-Тяньшанский складчатый пояс привлекает особое внимание исследователей, поскольку является крупнейшей внутриконтинентальной геоструктурой Евразии, в составе которой традиционно выделяют уралиты и алтаиды [1, 18, 11, 17]. Тектоническая эволюция уралитов и алтаидов отражает полный цикл Вильсона от существования океана (венд – кембрий – ордовик) через островные дуги и активные континентальные окраины (девон) до коллизии в среднем – позднем карбоне. Судя по особенностям строения, магматизма и метаморфизма, структурно-вещественные комплексы уралитов и алтаидов слагают сегменты единой островной мегадуги (системы дуг), которые сейчас удалены друг от друга, но имеют сходные геологические сценарии развития, вплоть до синхронизации основных рубежей эндогенной активности, смены геодинамических режимов и металлогении [5, 6].

В истории геологического развития уралитов и алтаидов наиболее противоречивой является оценка роли плюм-тектоники, значение которой либо совсем отрицается [18], либо ей придается исключительная роль в формировании магматических комплексов и связанных с ними крупных и уникальных магматогенных, гидротермальных и эпитепирмальных месторождений [7, 8, 2]. Вместе с тем, остается недооцененной роль мантийного диапиризма, который является естественной реакцией (откликом) астеносферы на взаимодействие и(или) скольжение литосферных плит относительно друг друга после прекращения субдукции [16, 13]. Астеносферные окна сейчас надёжно зафиксированы сейсмотомографическими методами для кайнозойских (Тихоокеанское побережье Северной Америки и др.) орогенов, где мантийный магматизм имеет специфические петрогеохимические и изотопно-геохимические характеристики [10]. Для областей древнего магматизма, в том числе – Урало-Монголо-Тяньшанского складчатого пояса, также выявлены необычные ассоциации магматических пород, геодинамическая интерпретация которых пока остается нерешенной с позиции плейт- и плюмтектоники. Решение этой проблемы являлась главной целью предпринятого исследования.

### **ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ**

1. В эволюции уралитов и алтаидов произошло последовательное чередование субдукционных, трансформно-коллизийных обстановок в переходной зоне континент-океан. С субдукционными обстановками связан главный объем вулканических ассоциаций Магнитогорской мегазоны на Южном Урале и в Рудном Алтае, которые обнаруживают отчетливую корреляцию по возрасту, специфике состава и рудоносности (колчеданное оруденение, ранний – средний девон). В позднем девоне произошла блокировка Магнитогорской и Рудно-Алтайской островных дуг и сменой субдукции трансформным скольжением океанической плиты с разрывом слэбов, и, как следствие, – астеносферным диапиризмом.

2. На рубеже позднего девона – раннего карбона в обоих регионах возникла новая зона субдукции, над которой возникли редуцированные островные дуги: Александровская на Южном Урале и Жарма-Саурская в Восточном Казахстане. Повторная блокировка субдукционных зон в раннем карбоне привела к трансформным обстановкам, отвечающим зонам син- и постколлизийного скольжения литосферных плит и вновь – появлению астеносферных окон («slab-windows»). В этой обстановке были сформированы промышленные Ti-Mg месторождения мирового класса (C<sub>1</sub>).

3. В позднем карбоне – ранней перми на постколлизийном этапе тектогенеза широкое развитие получили гранитоидные батолиты, однако их металлогеническая специализация обнаруживает принципиальные различия. На Южном Урале преобладает молибден-редкометалльное оруденение [12], на Алтае установлены медь-никелиносные габбро-пикритовидные массивы, а также редкометалльные граниты и сподуменовые пегматиты, для которых сейчас обоснована связь с Таримским плюмом [3, 4, 9, 14, 15].

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН (ОНЗ-10.3, 27П), партнерских проектов СО РАН, УрО РАН, ДВО РАН и УНЦ РАН (№ 12-С-5-1022, ИП 77 «Магматизм, метаморфизм и рудогенерирующий потенциал алтаид и уралид», № 79 «Магматизм и рудогенез на границах скольжения океанических и континентальных плит: причины разнообразия, эволюция в пространстве и во времени»), проектов РФФИ № 12-05-31470, 14-05-00747, 14-05-00712, 15-35-20815 мол. а. вед. проекта РНФ № 15-17-10010, а также Программ повышения конкурентоспособности Томского, Новосибирского и Башкирского университетов.

## Литература

1. Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, Т. 35, № 7–8, С. 8–28.
2. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 166–182.
3. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, № 7. С. 621–636.
4. Владимиров А.Г., Загорский В.Е., Волкова И.Н., Смирнов С.З., Макагон В.В., Кузнецова Л.Г., Исупов В.П., Гертнер И.Ф., Кармышева И.В., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.А. Литиевые металлогенические провинции и их взаимосвязь с плюмовой активностью в литосфере // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии: Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 40-летию Геологического института СО РАН (Улан-Удэ, 26–31 августа 2013 г.). – Улан-Удэ: Экос, 2013. С. 68–72.
5. Владимиров А.Г., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Гаськов И.В., Крук Н.Н., Дьячков Б.А., Хромых С.В., Осипова Т.А., Анникова И.Ю., Травин А.В., Гертнер И.Ф., Котлер П.Д., Кузьмина О.Н., Рахимов И.Р. Корреляция магматических событий и рудных месторождений Южного Урала и Алтая как отражение плейт- и плюмтектоники (средний – поздний палеозой) // Геология и геофизика, 2015, в печати.
6. Гаськов И.В. Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера, 2015, в печати.
7. Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплума // ДАН. 2005. – Т. 400, № 4. – С. 505–509.
8. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохронологическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 9, с. 1159–1187.
9. Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н., Гаврюшкина О.А. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2014, № 2, с. 237–251.
10. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология, 2013, Т. 21, № 1, С. 94–108.
11. Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского пояса // Геология и геофизика. – 2003. – № 1/2. – С. 28–39.
12. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. – 368 с.
13. Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдупированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика, 1996, Т. 37, № 1, С. 5–16.
14. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плума // Геология и геофизика, 2013, Т. 54, № 10. С. 1648–1667.
15. Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Крук Н.Н., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2015. т. 56.
16. Davies J.H., Blanckenburg F. Slab break off: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett. – 1995. – V. 129. – P. 85–102.
17. Safonova I., Maruyama S. Asia: a frontier for a future supercontinent Amasia // International Geology Review, 56:9, 2014. P. 1051–1071.
18. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. – 1993. – V. 364. – P. 299–307.

## ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Гармаев Б.Л.

*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, garmaevbator@gmail.com*

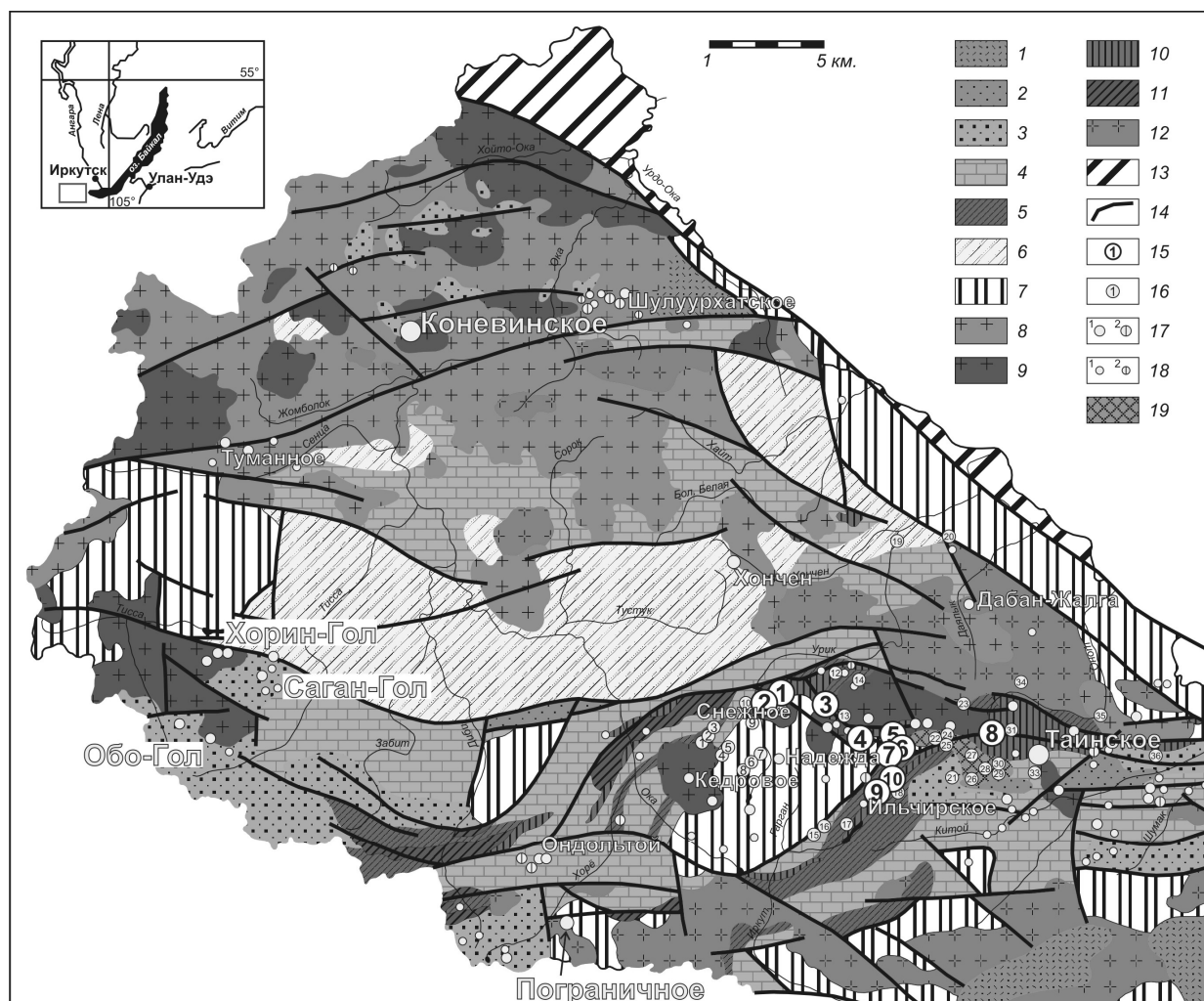
В рассматриваемом регионе имеется несколько месторождений золота пространственно связанных с магматическими комплексами. Среди них необходимо выделить группу месторождений, приуроченных к комплексу основания Гарганской глыбы, сложенной в основном архейскими гнейсогранитами. Это месторождения Владимирское, кварцево-жильные руды Зун-Холбинского, Пионерское, Барун-Холбинское, Гранитное, Самартинское, а также ряд мелких рудопроявлений. Общим для всех является преимущественно кварцево-жильный малосульфидный тип оруденения; рудные тела локализуются в крутопадающих зонах расщеливания в гнейсогранитах; основными рудными минералами выступают пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, иногда совместно с теллуридными минералами. Все эти месторождения тяготеют к ареалам развития раннепалеозойских интрузивных массивов – Гарганского, Урикского и Сумсунурского, роль которых в формировании золотого оруденения рассматривается в настоящее время как источник энергии для ремобилизации рудного вещества из вмещающих пород. Тем не менее, в регионе известны кварцево-жильные месторождения расположенные непосредственно в гранитоидных массивах – Коневинское, Таинское, рудопроявления Тисса-Сархойской золотоносной площади, Туманное, Пограничное и др. (рис. 1). На Коневинском месторождении до недавнего времени велась отработка руды, но в настоящее время в связи с неспокойной экономической ситуацией и малым выходом металла оно законсервировано. Таинское месторождение, локализованное в штоке гранодиоритов, характеризуется преобладанием среди сульфидов пирротина, наличием теллуридов, повышенного углеродного вещества в рудах и вмещающих гранитоидах. Оба месторождения относятся исследователями к редкой для региона золото-порфировой формации [3, 6].

Также в регионе известны золоторудные объекты, приуроченные к углеродсодержащим песчано-сланцевым отложениям, метаморфизованным конгломератам сагансайской свиты, к кремнисто-карбонатным породам, а также породам тектонического меланжа [4, 5].

Нами были исследованы малоизученные золоторудные проявления Тисса-Сархойской золотоносной площади (ТСЗП), локализованные в верхнекембрийских гранитоидах таннуольского комплекса (Хорингольское, Обокольское) и эффузивах сархойской серии (Сагангольское), а также золоторудное проявление Пограничное, расположенное в калиево-натриевых гранитоидах сархойского комплекса ордовик-силурийского возраста. Вмещающие оруденение магматические комплексы характеризуются пестрым составом. Необходимо отметить также существующие сложности в интерпретации магматических комплексов, обусловленные слабостью изученностью гранитоидного магматизма региона, сложными тектоническими взаимоотношениями между ними и схожим петрографическим составом пород.

**Проявления ТСЗП** представлены полого- и крутопадающими кварцевыми жилами с зонами околожильной березитизации. Для руд этих проявлений характерна пирит-полисульфидная минеральная ассоциация с преобладанием пирита, в меньшей степени в рудах развиты сфалерит, галенит, халькопирит, теллуриды золота, серебра и свинца (петцит, гессит, калаверит, алтаит), очень редко киноварь. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатами (анкерит, доломит, кальцит) и серицитом. Содержания золота в жильных рудах колеблются от долей г/т до 52 г/т, в среднем составляя 8,8 г/т, содержания серебра крайне изменчивы, в некоторых пробах достигая 33 г/т. Пробность самородного золота изменяется в широких пределах, от электрума, до высокопробного (960‰). Изотопный состав серы пирита кварцевых жил и околожильных метасоматитов близок к нулю ( $-3,2 \dots +1,2$ ), что отвечает ее глубинному источнику [1].

**Пограничное** рудопроявление отличается от рассмотренных золоторудных объектов золото-висмут-мышьяк-сурьмяным геохимическим профилем оруденения и представлено жильно-прожилковыми зонами штокверного типа. Околожильные изменения выражаются в грейзенизации вмещающих гранитов. Руды малосульфидные, ведущим сульфидным минералом выступает арсенопирит, с которым тесно ассоциирует беспримесный пирит. Более поздние минералы представлены пирит-полиметаллической ассоциацией (галенит, сфалерит, пирит с примесью As). Характерной особенностью рудопроявления является присутствие в рудах ассоциации висмутовых минералов (самородный висмут, висмутин, лиллианит), свинцово-сурьмяных сульфосолей (буланжерит, Вi-джерсонит) и высокие концентрации рудогенных элементов (As, Sb, W) в неизмененных гранитах. Содержания золота в рудах в среднем составляют 0,9 г/т, серебра – от 0 до 10 г/т. Самородное золото в основном высокой пробности (900–920 ‰) [2].



Карта золотоносности Восточно-Саянского геолого-экономического района

**Условные обозначения:** Формация континентальных моласс: 1 – угленосная (нарингольская свита, гусиноозерская серия); 2 – пестроцветная (сагансайская свита); 3 – вулканогенная формация (илейская толща, сархойская серия); 4 – карбонатная формация (боксонская серия, монгошинская и иркутная свиты); 5 – черносланцевая формация (дибинская толща, ильчирская серия); 6 – вулканогенно-терригенная формация (окинская серия); 7 – ультраметаморфический комплекс (выступы кристаллического фундамента): гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, мигматиты (шарыжалгайская серия, китойская и хангарульская свиты); 8 – формация субщелочных и щелочных гранитоидов (огнитский и ботогольский комплексы); 9 – габбро-плагитогранитная формация (таннуольский и сумсунурский комплексы); Базит-гипербазитовая формация: 10 – гипербазиты (ильчирский комплекс); 11 – базиты (боксонский комплекс); 12 – гранитоидная формация (саянский и урикский комплексы); 13 – цоколь Сибирской платформы; 14 – разломы; 15 – **месторождения золота**: 1 – Водораздельное, 2 – Кварцевое, 3 – Барун-Холбинское, 4 – Зун-Холбинское, 5 – Гранитное, 6 – Самартинское, 7 – Пионерское, 8 – Зун-Оспинское, 9 – Динамитное, 10 – Зеленое; 16 – **рудопоявления золота** (нумерация ООО «ВВС», 1997): 1 – Проявление N 5, 2 – Проявление N 9, 3 – Проявление N13, 4 – Баритовое, 5 – Гольцовое, 6 – Ортитовое, 7 – Курумное, 8 – Олень, 9 – Снежное, 10 – Русловое, 11 – Убур, 12 – Лиственитовое, 13 – Медное, 14 – Харагольское, 15 – Перевал 2, 16 – Перевал 1, 17 – Ильчир, 18 – Нижний, 19 – Водопадный, 20 – Янхорский, 21 – Малгайтинское, 22 – Новое, 23 – Ольчинское, 24 – Арлыкское, 25 – Верхнесагансайское, 26 – Барунгольское, 27 – Русловое, 28 – Саган-Сайское, 29 – Конгломератовое, 30 – Горлыкголдабанжалгинское, 31 – Каньон, 32 – Тайнское, 33 – Южное, 34 – Вересень, 35 – Брод, 36 – Медвежий; 17 – рудопоявления золота (1), серебра (2); 18 – точки минерализации золота (1), серебра (2); 19 – группа пространственно сближенных рудопоявлений и точек минерализации золота.

Изучение флюидных включений в кварце рудных жил рудопоявлений ТСЗП и Пограничного показало, что формирование рудной минерализации происходило в среднетемпературных (390–140 °C) и среднебарических (1–3 кбар) условиях. Проведенное изотопно-геохронологическое датирование пород и рудоносных метасоматитов приведено в таблице.

Результаты датирования для Хорингольского проявления следует рассматривать как эрохрону, оценка возраста эффузивов сархойской серии Сагангольского проявления свидетельствует о близости формирования вулканитов и гранитов, а датировка рудоносных базитов (537±15 млн лет) принимается как отражающая время формирования золотого оруденения. Датировки гранитов Пограничного проявления получились противоречивыми, наиболее достоверным представляется интервал формирования гранитов 445–524 млн лет.

Результаты изотопного датирования пород изученных золоторудных объектов

Порода	Метод	Возраст (млн лет)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<b>Хорингольское</b>			
Гранит (эррохрона по 4 точкам)	Rb-Sr	633±140	0,7045
Березит (изохрона по 4 точкам)	«	537±15	0,7041
<b>Багасагангольское</b>			
Эффузивы (изохрона по 4 точкам)	Rb-Sr	606±70	0,7038
<b>Пограничное</b>			
Гранит (изохрона по 6 точкам)	Rb-Sr	525±24	0,7049
Гранит с низким Rb/Sr отношением (изохрона по 5 точкам)	«	442±89	0,7076
Грейзен (эррохрона по 4 точкам)	«	343±110	0,743
Мусковит из грейзена (Пг–408)	K-Ar	537±11	–
Биотит из гранита (Пг–71)	«	321±6	–
« (Пг–335)	«	302±5	–

Таким образом, установлено наличие золотой минерализации приуроченной к гранитоидным породам. На связь оруденения с гранитами указывают структурно-геологические условия залегания рудных тел, близость абсолютного возраста гранитов и руд, повышенные концентрации рудогенных элементов в гранитах. Дальнейшее изучение магматических комплексов и золотого оруденения региона несомненно имеет научный и практический интерес и позволит пролить свет на геологическую историю развития региона.

*Автор благодарит Б.Б. Дамдинова, А.Г. Миронова и Н.А. Горячева за всестороннюю помощь в проведении исследований и ценные замечания.*

#### Литература

1. Гармаев Б.Л. Золото-теллуридный и золото-висмутовый минеральные типы оруденения западного фланга Боксон-Гарганской металлогенической зоны (Восточный Саян) // автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2011. 26 с.
2. Гармаев Б.Л., Дамдинов Б.Б., Миронов А.Г. Золото-висмутовое проявление Пограничное (Восточный Саян): вещественный состав и связь с магматизмом // ГРМ. 2013. Т 55, № 6. С. 533–545.
3. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Шадрин С.В., Жмодик А.С., Бобрик О.М. Два типа золото-порфировых систем Восточного Саяна // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Тезисы 3 Всерос. симп. // Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. С. 84–87.
4. Золото Бурятии. Кн. 1. Изд-е 2 // Рошкетасев П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. 516 с.
5. Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // ГРМ. 1999. Т 41, № 1. С. 54–69.
6. Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очирев Ю.Ч., Боровиков А.А., Попов В.Д. Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян, Россия) – редкий тип золото-порфировой формации // ГРМ. 2001. Т 43, № 5. С. 395–413.

## ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ И ПРОБЛЕМА МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Глазунов О. М.<sup>1</sup>, Радомская Т.А.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, glazunov@igc.irk.ru

<sup>2</sup>Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Иркутский государственный университет» (ИГУ), г. Иркутск, radomskaya@igc.irk.ru

На базит-гипербазитовые формации приходится существенная рудная нагрузка по запасам ЭПГ, Ni, Cu, Ti и др. Поэтому изучение их на предмет расширения прогноза и пополнения минерально-сырьевой базы является важным. Особенно это касается Казырского рудного узла в зап. части В. Саяна, где сосредоточены связанные с ними крупные месторождения – Кингашское платиноидно-медно-никелевое (единственное за 20 лет сданное в промышленное освоение) и подготовленное к переработке Лысанское Fe-Ti-V месторождение (в 5 км от ж. д. Абакан-Тайшет) с подсчитанными запасами и отработанной технологией обогащения руд. Сюда же входит ореол эксплуатируемых золоторудных месторождений Ольховско-Чибихевского гранитного массива. К югу находятся в стадии добычи железорудные месторождения Ирбинско-Краснокаменской группы, снабжающие Кузнецкий комбинат.

В перспективе изучаются многочисленные редкометалльные рудопроявления.

В этой связи обратимся к сравнению двух структурно сопряжённых и близких по составу, но различных по геохимической специализации и рудоносности магматических формаций – дунит-перидотит-пироксенит-габбровой (D-P-Px-G) с эталонным кингашским платиноидно-никеленосным комплексом и перидотит-пироксенит-габбровой (P-Px-G), где за эталоны приняты титаноносные лысанские массивы В. Саяна. С этими формациями связаны крупные месторождения, объединённые в соответствующие металлогенические провинции: Саянскую Pd-Ni-Cu и Лысанскую Fe-Ti-V. Породы этих двух формаций обнаруживают наибольшее сходство по петрографическому составу и химизму (FeO, CaO, Na<sub>2</sub>O) (табл.), но отличаются по геодинамическим условиям формирования.

Средний химический состав гипербазит-габбровых формаций СЗ части В. Саяна

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	43,0	43,2	44,66	38,14	43,89	43,06
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,05	0,17	3,50	0,32	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,50	2,50	1,96	10,80	4,04	3,99
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,39	0,15	0,01	0,42	0,42
Σ FeO	12,01	8,30	9,68	11,50	8,77	8,15
NiO	0,50	0,28	0,24	0,03	0,28	0,39
MgO	24,0	40,29	41,27	12,30	38,49	39,32
CaO	7,50	2,50	0,94	8,35	2,75	2,65
Na <sub>2</sub> O	0,6	0,21	0,10	0,60	0,37	0,61
K <sub>2</sub> O	0,2	0,04	0,10	0,05	0,12	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,01	0,04	0,01	0,05	0,08

1 – дунит-перидотит-пироксенит-габбровая (кингашский комплекс); 2 – гранатовые перидотиты Игильского массива, отвечающие протоархею; 3 – протоофиолиты идарского комплекса; 4 – перидотит-пироксенит-габбровая (лысанский комплекс); 5 – рассчитанный состав региональной мантии архея; 6 – пиролит Рингвуда [7].

Массивы дунит-перидотит-пироксенит-габбровой (D-P-Px-G) формации относятся к стационарному многокамерному типу, формируются в режиме раннего рифтинга, типичном для субплатформенных условий архейского Канского террейна (в период 1,46–1,387 млрд лет) на границе складчатого обрамления с Северо-Азиатским кратоном. Для них характерны полосчатое строение, лополитообразная форма, зональность с оттенком гравитационно-ликвационной отсадки сульфидов. Сложная геологическая история формирования дунит-перидотит-пироксенит-габбровых массивов кингашского комплекса отражена в работе [2]. С завершением аккреции Канского террейна к кратону совпал конечный этап становления массивов и рудного поля Кингашских месторождений.

Массивы перидотит-пироксенит-габбровой (P-Px-G) формации отличаются линзовидная форма с перидотитовым «ядром», обтекаемым габбро, чёткая приуроченность к разломам по границе Протеросаяна, насыщенность аксессуарным и шпировым титаномагнетитом и ильменитом.

Породы обеих формаций при сравнении по составу укладываются в прерывистый тренд, показывающий тесную связь одной с мантийным ультраосновным компонентом и резкое отклонение другой в область базальтоидов. Исходные расплавы для дунит-перидотит-пироксенит-габбровой формации отвечают, вероятно, составу Ol-cPy-Enst-Gr в поле геотерм докембрийских щитов [7]. Допускается их происхождение при селективном плавлении гранатовых перидотитов Игильского массива В. Саяна, обогащённых рудными элементами (мг/т Pd–0,85; Pt–0,05; Ni–0,65; Cu–0,4; Co–0,02) и принятых нами за состав локальной мантии. Высокое <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0,706013–0,707531) при низком εNd (2,6–3,2) и δS<sup>34</sup> (–0,5 – +2,0) показывают на принадлежность пород формации к слабо истощённой мантии типа EM–2, субдупированной терригенными осадками (рис.) [6].

Толчком к её обогащению Ni и ЭПГ могло служить декомпрессионное плавление с «выбросом» в сегмент материнского расплава, прежде всего, сульфидного никеля.

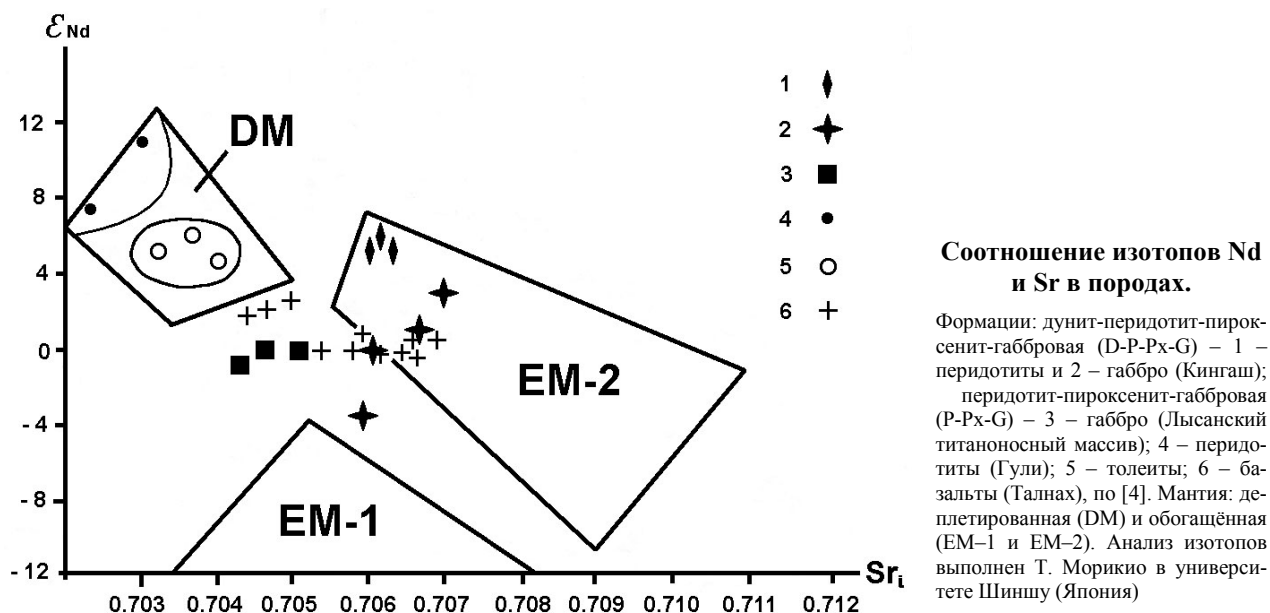
В отличие от этого, породы перидотит-пироксенит-габбровой (P-Px-G) формации по изотопным меткам (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0,704311–0,705410); Rb/Sr – 0,01; εNd (–1 + 1) вследствие транзитной подачи расплавов по тектоническим каналам не несут заметных следов контаминированности коровым материалом, кроме слабого насыщения Nb, Y, Zr. Не случайно на рисунке они приближаются к полю ультраосновных щелочных интрузий. Зарождение расплавов связывается с линейным погружением поверхности Мохо и последующей коллизионной активизацией структур в рифее [1].

На примере Казырского рудного узла, представляющего собою масштабное сосредоточение крупных рудных месторождений, просматривается влияние интрателлурических потоков (по Д.С. Коржинскому), сосредоточенных в плюм-мантийном и корово-мантийном взаимодействии.

Глубинные геофизические данные трансекта показывают на сохранение здесь остаточной аномалии от астеносферной линзы, сохраняющей своё положение на глубинах до 120 км [5]. Они также находят подтверждение в геоплотностной модели, созданной совместно с НФ ВСЕГЕИ (Ф.Д. Лазарев,



Г.В. Шнейдер и др.), где по профилю Кингаш-Лысан (~100 км по латерали) фиксируется единственный в этом регионе высокогравитационный диапир, условно приравненный к мантии и поднятый до уровня земной коры (20–25 км от поверхности). Убедительным является то, что на головку диапира проектируется кингашское рудное поле, а на проседание поверхности «М» и зону деструкции – рудные зоны Лысанских Fe-Ti-V месторождений. Эта картина указывает на связь плюмо-мантийных и корово-рудных процессов. Как видно, здесь проявляется прямое влияние мантийного плюма на создание рудно-магматических систем с участием перидотит-габбровых формаций. Влияние мантии сказывается даже на граниты ольховского комплекса, обогащенные Cr, Ni, Ti, V. По классификации Л.В. Таусона [8], их можно отнести к типу мантийно-коровых.



Таким образом, особенности состава двух рассмотренных формаций отражают разные этапы эволюции аномальной мантии и смену стиля глубинных процессов во времени.

Различие в составе формаций аппроксимируется со степенью деплетированности мантии.

«Превращение» собственно магматических формаций в их рудный прототип происходит на разных этапах доинтрузивного и интрузивного процессов. Для дунит-перидотит-пироксенит-габбровой формации в данном регионе определяющим фактором является восстановительный режим.

Геохимическое обогащение перидотит-пироксенит-габбровой формации железом, титаном регулируется высоким флюидным режимом кислорода и дифференциацией расплава по пути Феннера.

Квадрупольные мёссбауэровские дублеты в гранатах игильских перидотитов с максимумом  $Fe^{3+}$  в октаэдрической позиции указывают на активность  $fO_2$  в региональной мантии в рифее [3].

#### Литература

1. Глазунов О. М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. 201 с.
2. Глазунов О. М., Богнизов В. И., Еханян А. Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. 192 с.
3. Глазунов О.М., Соловьёва Л.В., Баюков О.А. Мёссбауэровские спектры гранатов из включений в кимберлитах и геохимическая модель верхней мантии// Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. Казань: Изд. Казанск. Ун-та, 1997. С. 102–106.
4. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб:Наука, 2002. 822 с.
5. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области/ Сурков В.С., Коробейников В.П., Абрамов А. В. и др.- М.:Недра, 1988. 195 с.
6. Радомская Т.А. Минералогия и геохимия Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян): автореф. дис... канд. геол.-минералог. наук: 25.00.05 / Радомская Татьяна Александровна. Иркутск, 2012. 24 с.
7. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М: Недра, 1981. 584 с.
8. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.:Наука, 1977. 202 с.

# ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ УДОКАН-ЧИНЕЙСКОГО РАЙОНА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Гонгальский Б.И.

Москва, ИГЕМ РАН, [brgon@mail.ru](mailto:brgon@mail.ru)

Удокан-Чинейский район расположен в пределах узкого клина западного окончания Алданского щита на юге Сибирской платформы между структурами Байкало-Муйского и Монголо-Охотского поясов [8]. Основу геологического строения составляют архейские метаморфические образования. В палеопротерозое здесь формировался перикратонный прогиб с многокилометровыми толщами карбонатно-терригенных пород. Кодаро-Удоканский прогиб (протяженностью около 300 км и шириной 60–70 км, выполнен породами удоканского комплекса мощностью 11–14 км, расчленяющимися на три серии, 11 свит [1, 3].

Породы удоканского комплекса прорываются интрузивами кислого и основного составов. К первому относятся крупные массивы гранитоидов кодарского комплекса с возрастом  $1876 \pm 4$  млн лет (Кеменский массив) и  $1873 \pm 2$  млн лет (Ханинский массив) (U-Pb метод по циркону [4].

Породы основного состава представлены габброидами чинейского анортозит-габброноритового комплекса (Чинейский, Майлавский, Луктурский, Верхнесауканский и др.). По взаимоотношениям пород, их составам, в строении Чинейского массива выделены четыре группы пород (рис. 1). Первая группа представлена пироксенитами, «измененными анортозитами» и габброидами промежуточного состава [2]. Эти породы сохранились в виде блоков, пластин в габброидах более поздних внедрений – высокотитанистых (2 группа) и низкотитанистых (3 группа). Завершающими магматическими образованиями (4 группа) являются флюидно-магматические брекчии образующие силлы в приподошвенной части массива и рассекающие массив дайки. Породы 2–3 групп характеризуются тонкой и грубой расслоенностью, разно-ранговой ритмичностью.

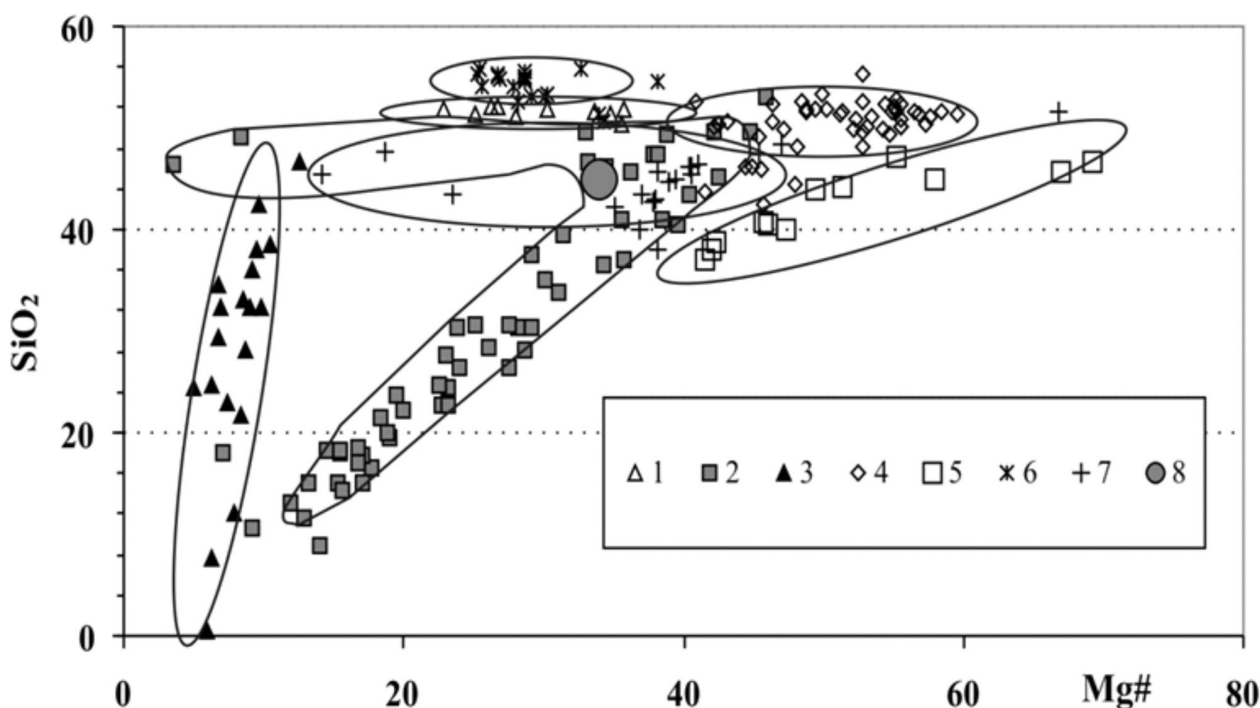


Диаграмма  $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$  (мас.%) для пород Чинейского массива.

1 – анортозиты лейкогаббровой серии II группы пород, 2 – титаномagnetитовые габбронориты II группы пород, 3 – чиниты титаномagnetит-габбровой серии II группы пород, 4 – габбронориты III группы, 5 – пироксениты I группы пород, 6 – монцодиориты, 7 – лейкогаббро лейкогаббровой серии II группы, 8 – средний состав пород массива

Для краевых частей Чинейского массива получены значения возраста: 1,88 млрд лет – Ar-Ar изотопная система [6]; 1,87 млрд лет – U-Pb изотопная система [7] и для центральной части – 1,85 млрд лет – Sm-Nd изотопная система [2]. По цирконам (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) высоко- и низкотитанистые габброиды датируются, цифрами 1,847 млрд лет и 1,812 млрд лет соответственно.

Более поздние события развития региона выражены внедрением магм основного состава в неопротерозое (пологие тела габбро доросского комплекса), мезозое (вулканогенно-осадочные отложения депрессий) и кайнозое (Удоканское лавовое плато), а также гранитоидов позднепалеозойского возраста.

Палеопротерозойская эпоха была высокопродуктивной на железо-серебряно-медные, железо-титан-ванадиевые, платино-медно-никелевые и уран-редкометалльные месторождения в мировом масштабе. В России металлогенической провинцией такого типа является Северное Забайкалье [1]. Именно здесь сосредоточены большие запасы минерального сырья: меди, серебра, титана, ванадия, редких металлов. Медные месторождения Удокан-Чинейского района по суммарным запасам являются уникальными (более 50 млн т. меди), ресурсы золота суммарно здесь составляют около 200 т. Рудные металлы сосредоточены в гидротермально-осадочных халькозин-борнитовых, пирит-халькопиритовых рудах Удоканского месторождения и в его сателлитах, а также в собственно магматических месторождениях Чинейского массива. Обнаружение в последние годы новых типов золото-платино-медных гидротермальных [2] и уран-редкоземельно-редкометалльных месторождений [5] в магматических и осадочных породах, что существенно расширяет перспективы промышленного освоения этого района.

3D-моделирование гравитационных и магнитных полей с применением программного комплекса CosCAD 3D (автор Петров А.В. МГГРИ-РГГРУ) хорошо отражает положение известных ультрабазит-базитовых массивов. Так Чинейский массив является вершиной конуса аномальных гравитационных масс. Он на глубине соединяется с Майлавским массивом. Последний был выделен по редким выходам габброидов по периферии крупного гранитного плутона позднепалеозойского возраста и его объединяют высокие значения магнитного поля, идентичного таковому над титаномагнетитовыми габброидами Чинейского массива.

Формирование рудных тел магматического этапа высокотитанистых расплавов происходило в начале и конце кристаллизации. Титаномагнетитовые руды низов расслоенных единиц титаномагнетит-пироксенового состава образуют горизонты с мощностями в десятки метров. Второй уровень концентрации титаномагнетита характерен для верхних частей расслоенных единиц и ассоциирует с плагиоклазом (чиниты). В строении массива наблюдается ассоциация слоев анортоситов и мономинеральных титаномагнетитов, которые образованы в результате ликвации остаточных расплавов. Титаномагнетит-пироксеновые рудные тела характерны для месторождения Этырко, а титаномагнетит-плагиоклазовые для Магнитного месторождения.

Вкрапленность сульфидов обычно приурочена к лейкократовым частям расслоенных единиц, они ассоциируют с флюидосодержащими минералами (биотит, роговая обманка), появлением в интерстициях калиевого полевого шпата и кварца. Зоны повышенной сульфидной минерализации в породах 2-й группы являются наложенными гидротермальными образованиями, в результате проникновения флюидов кристаллизовавшихся магнезиальных расплавов (пород 3 группы).

После завершения кристаллизации главных породообразующих минералов с образованием силикатно-флюидно-рудных остаточных расплавов-растворов происходило их расщепление, на силикатные, сульфидные остаточные расплавы и образование флюидных систем, о чем свидетельствует сульфидная минерализация в ранее закристаллизованных магматических породах и осадочных вмещающих породах. Наблюдаемое концентрирование минералов содержащих летучие, редкие и радиоактивные элементы в метасоматически измененных осадочных (альбитизация) и магматических (пропилитизация) пород может быть обусловлено поступающими флюидами из ниже расположенной магматической камеры при снижении уровня кристаллизации рудно-магматической системы.

Эти процессы занимали длительное время, и в соответствии с многократными возобновлениями магматической активности, к телескопированию руд различных формационных типов, примером которых является западная часть Чинейского массива с месторождением ранне- и позднемагматических титаномагнетитовых руд Этырко, МПГ-медными Сквозным и Контактным и Гудымовским уран-редкоземельным месторождением.

Совмещение в пространстве месторождений меди, залегающих в различных средах – осадочных и магматических породах – является следствием длительно развивавшейся Удокан-Чинейской рудно-магматической системы. Вся история развития региона от архея до настоящего времени характеризуется несколькими крупными этапами, важнейшими реперами для которых является формирование наложенных впадин, выполненных осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями [2]. Это раннепротерозойский Кодаро-Удоканский прогиб, венд-кембрийская Верхнекаларская впадина, мезозойские Верхнекаларская впадина и Чукчундинский грабен, кайнозойские Верхнекаларская и Верхнекарская впадины. Их заложение связывается с активизацией процессов мантийного магматизма на указанных этапах и сопровождается внедрением магм гипербазит-базитового состава: габброиды чинейского комплекса (PR1); габбродиабазы доросского комплекса (PR3), базальты депрессий и дайки (MZ), базальты Удоканского лавового плато, дайки (KZ). Фиксируемые осадочными и магматическими комплексами рубежи (PR1, V-C, PZ3-MZ, KZ) отражают крупные деструктивные этапы в истории формирования Земли, возможно связанные с распадами суперконтинентов.

## Литература

1. Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка БАМ. Чита. 2002. 63 с.
2. Гонгальский Б.И. Протерозойская металлогения Удокан-Чинейского рудного района (Северное Забайкалье). Автореф. докт. диссертации. М., ИГЕМ РАН. 2012. 43 с.
3. Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н. Медистые песчаники Удокана. М.: Наука. 1983. 248 с.
4. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
5. Макарьев Ю.Б., Миронов С.К., Вояковский. О перспективах выявления новых типов промышленных комплексных урановых месторождений в Кодаро-Удоканской зоне (Забайкальский край, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 427–438.
6. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П.. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1227–1241.
7. Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докл. РАН. 2009. Т. 422. № 4. С. 517–521.
8. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

## ГЕОДИНАМИКА И РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ КОКШЕТАУСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА. СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН

Ермолов П.В.

Институт проблем комплексного освоения недр, Казахстан. E-mail: permolov@ipkpn.kz

Кокшетауский срединный массив является самым северным фрагментом пояса микроконтинентов, огибающих пологой дугой Центральный Казахстан с запада. Подобные срединные массивы идентифицируются как осколки древних кратонов, подверженных процессам амальгамации, позволяющим в деталях изучить рост континентальной коры.

Кратонный этап. Массив сложен Раннепротерозойским гнейсовым основанием, которое перекрыто более молодыми Протерозойскими седиментами платформенного типа, вулканитами, и интродуцировано гранитами. Гнейсовое основание (Зерендинская серия) сложено слюдяными сланцами, среди которых залегают эклогиты и мрамора. На Зерендинской серии залегает Боровская серия, начинающаяся порфироидами Кууспекской свиты, графитовыми сланцами, мраморами и завершающаяся кварцитами и метаседиментами. Магматические породы имеют признаки внутриплитного калиевого магматизма: порфиroidы Кууспекской свиты имеют такой режим щелочности:  $\text{Na}_2\text{O} = 0,62\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 6,6\%$  [1]; умеренно-кремнеземистые среднерифейские гнейсограниты:  $\text{Na}_2\text{O} = 2,9\%$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 5,0\%$  [2].

Возрастной диапазон кратонного этапа охватывает несколько миллиардов лет. Модельный минеральный Sm/Nd возраст Зерендинской серии [3] находится в интервале 1.85–2.65 млрд. лет. Уран-свинцовый возраст порфиroidов и гнейсогранитов, полученный по циркону [1, 2], составляет  $1136 \pm 4$  млн лет и  $1156 \pm 4$  млн лет. Прежде [4] уран-свинцовым классическим методом диапазон формирования докембрийских массивов Кокшетау определен от 1800 до 2600 млн лет. Более конкретные цифры были получены нами при изучении циркона в диоритах Степнякского массива. Локальным уран-свинцовым методом по технологии ШРИМП в лаборатории АН КНР в ядрах циркона были зафиксированы архейские датировки (таблица 1). Приведенные данные позволяют рассматривать Кокшетауский срединный массив как один из фрагментов архейского кратона.

Возраст ядер циркона в диоритах Степнякского массива [5]

Обр. №	U, ppm	Th, ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Возраст	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Возраст
Stil-4.1	900	79	$0.7399 \pm 79$	$38.813 \pm 421$	<b><math>3570 \pm 29</math></b>	<b><math>3741 \pm 11</math></b>	<b><math>3841 \pm 1</math></b>
Stil-4.2	2159	568	$0.8285 \pm 88$	$45.056 \pm 483$	<b><math>3890 \pm 31</math></b>	<b><math>3889 \pm 11</math></b>	<b><math>3888 \pm 1</math></b>

Завершение кратонного этапа зафиксировано тремя датировками: [3] – самарий-неодимовой минеральной изохроной пород Зерендинской серии 524–535 млн лет; [7] – локальным U/Pb методом по технологии ШРИМП  $530 \pm 7$  млн лет; [8] – U/Pb классическим методом по навеске циркона из пород Зерендинской серии 510–533 млн лет. Этими датировками определяется время перехода массива в стадию активной амальгамации под влиянием тектоно-магматических процессов.

«Алмазный» этап 535–513 Ма излагается в полном соответствии с позицией [9, 10]. Геологическая схема временного среза Кокшетауского массива для этого периода приведена на рис. 1. Значимым событием явилось коллизионное воздействие Венд-Кембрийской дуги на микроконтинент. Реликты ее сохранились на современных картах западнее, севернее и южнее г. Кокшетау (рис. 1). Коллизия сопровождалась перестройкой некоторых изотопных систем и геологической структуры микроконтинента в целом. Так, например, три Sm-Nd изохроны, построенные [3] на основе мономинеральных фракций и пород зерендинской серии (всего 37 точек) показали сходимость возрастов  $524 \pm 24$  и  $535 \pm 3$  Ма.

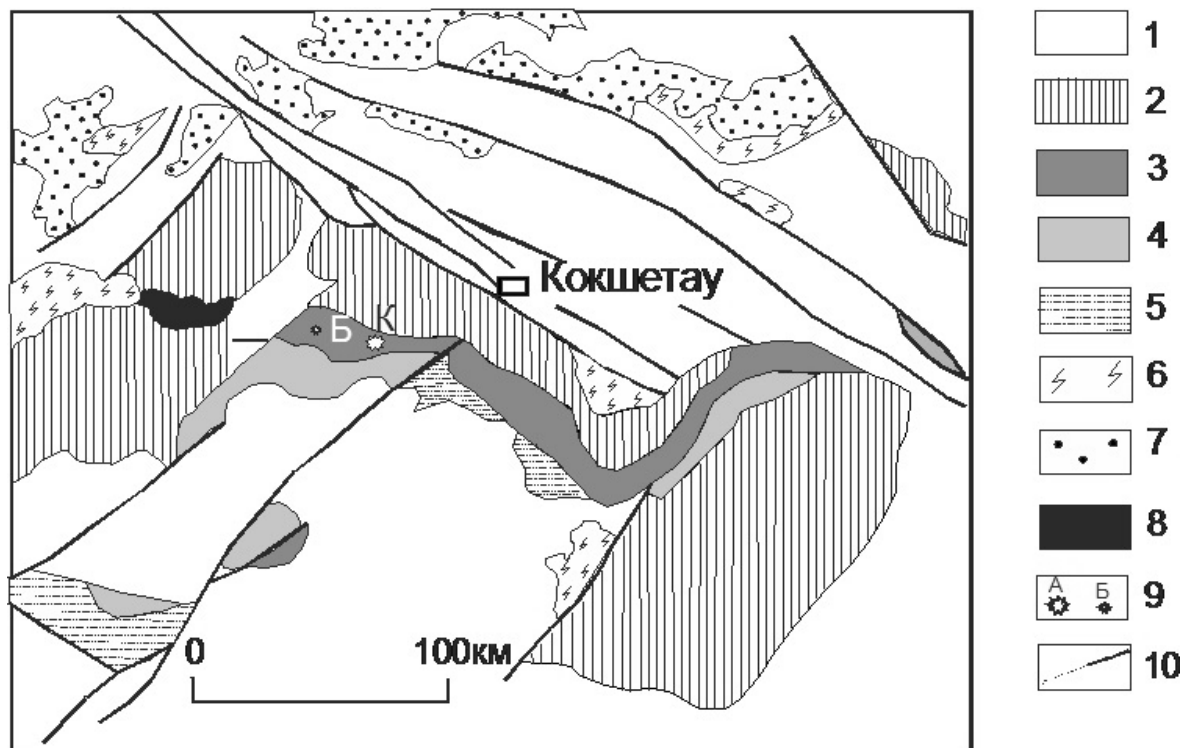


Рис. 1. Тектоническая схема для позднего Протерозоя – раннего Кембрия [9].

1 – осадочные и магматические комплексы позднего Кембрия-Девона нерасчлененные; 2 – фрагменты кратона; 3 – комплексы высоких и ультравысоких давлений, вмещающие основные проявления алмазов; 4 – комплексы Белого озера; 5 – пояс пород низких давлений. 6–8 – Венд-Раннекембрийская островная дуга: 6 – вулканиты. 7 – седименты, 8 – офиолиты. 9 – проявления алмазов Кумдыколь (К) и Барчиколь (Б). 10 – разломы.

Одним из главных геологических событий этого времени является расчленение микроконтинента на блоки и формирование сутуры, в недрах которой был сформирован алмазоносный мегамеланж ( $P=50$  кбар,  $T=$  от 950 до 1150 °C). Время между погружением и эксгумацией мегамеланжа оценивается U-Pb, Sm-Nd и Ar-Ar датировками как 535–513 Ма.

**Золоторудный этап.** Геодинамический режим Кокшетауского срединного массива связан с развитием Раннепалеозойских островодужных процессов. Схема размещения осадочных, вулканогенных и интрузивных комплексов в ордовикское время показана на рисунке 2. В самом Кокшетауском массиве эти процессы проявились в форме флишевых прогибов и внедрения золоторудных габбро-гранитоидных комплексов [13]. Имеющиеся изотопные датировки позволяют различать в регионе два значимых золоторудных уровня: раннеордовикский (480 Ма) и позднеордовикский (445–455 Ма). Первый представлен двумя месторождениями: штокерковским Васильковским, залегающим в недрах Алтыбайского массива (рис. 2) и кварцево-жильным Юбилейным в недрах Степнякского массива (непосредственно за восточной рамкой рис. 2 в Степнякском флишевом прогибе). Оба массива имеют развитые ядра циркона с облачной метаморфогенной структурой, возраст которых колеблется от Позднего Протерозоя до Архея (см. выше). Раннеордовикский возраст рудовмещающих массивов оценен по внешним каемкам:  $481 \pm 4$  Ма в гранодиоритах Алтыбайского массива и  $480 \pm 5$  в гранодиоритах Степнякского массива [6, 14]. В Кокшетауском массиве позднеордовикский уровень представляет Зерендинский плутон. Изотопная изученность его далека от той, которая достигнута в Селеты-Степнякском синклинии [14]. Наши датировки уран-свинцовая  $481 \pm 4$  Ма и рубидий-стронциевая  $430.3 \pm 9.7$  Ма на рис. 2 указывают на то, что датировка  $444 \pm 9$  Ма, полученная [15] более 15 лет назад, согласуется ближе всего с позднестепнякским уровнем и нуждается в подтверждении U-Pb методом.

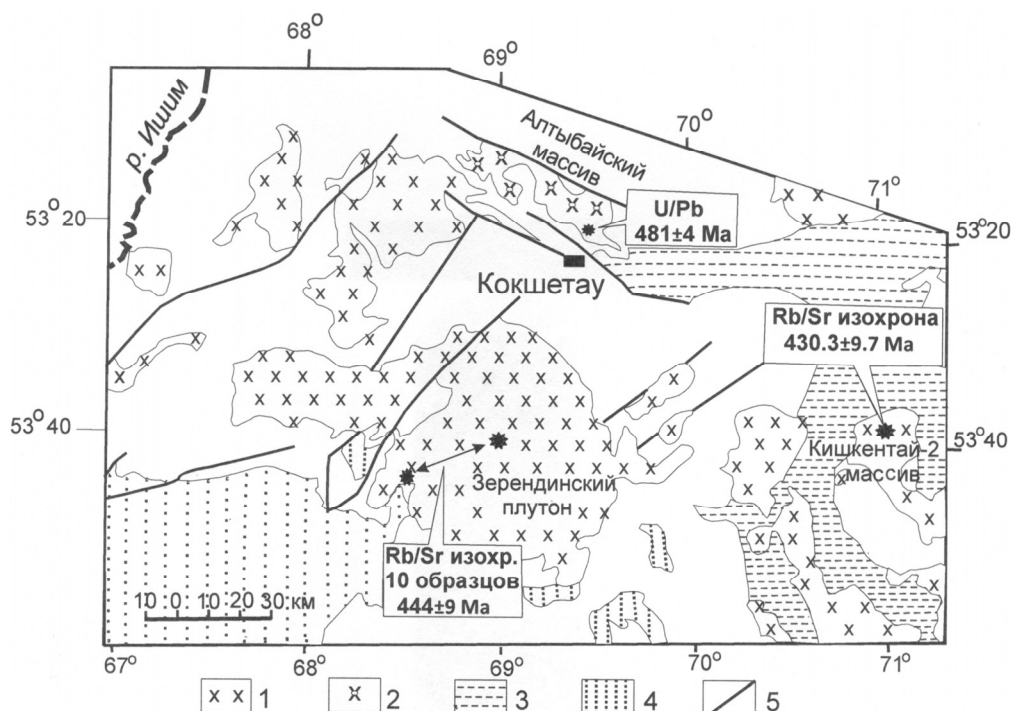


Рис. 2. Схема размещения ордовикских комплексов в Кокшетауском срединном массиве и в его ближайшем окружении.

1 – зерендинский тоналит-гранодиоритовый комплекс; 2 – алтыбайский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс; 3–4 – вулканические и флишиодные породы Степнякской (3) и Калмыкульской (4) островных дуг; 5 – разломы.

**Редкометалльная стадия.** Начиная с позднего Силура и по ранний Карбон Кокшетауский срединный массив находился в состоянии молодой платформы (рис. 3).

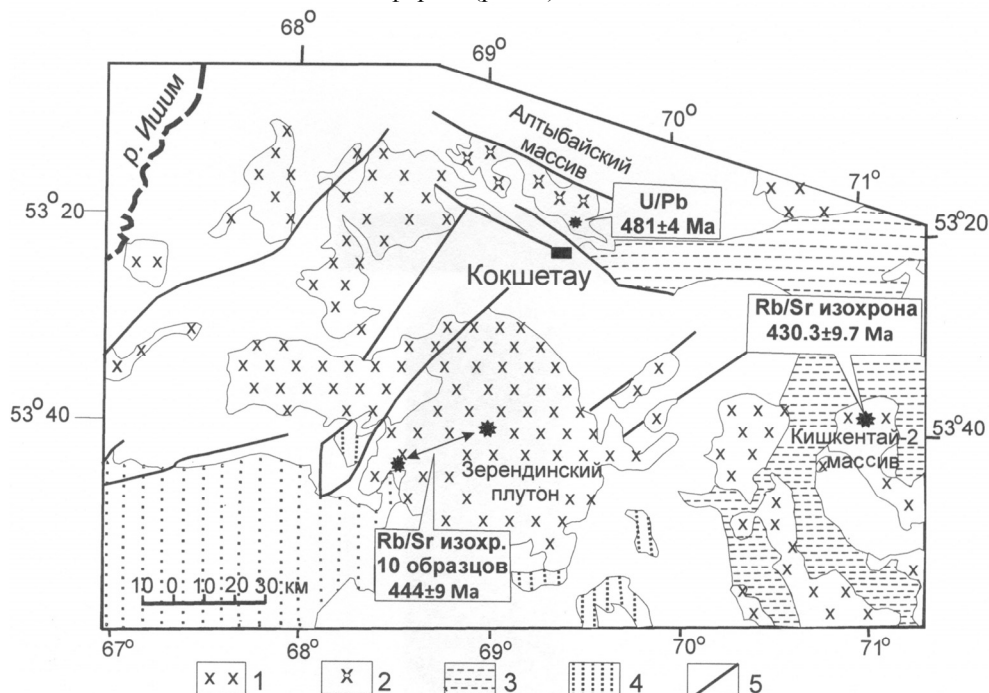


Рис. 3. Возраст и размещение среднепалеозойских комплексов в Кокшетауском срединном массиве и в его ближайшем окружении

1 – платформенные терригенные и терригенно-карбонатные комплексы  $D_2$ -P; 2 – красочные песчано-конгломератные осадки и кремнекислые вулканы жаксы-жангызтауского комплекса S; 3 – Донецкий массив лейкократовых оловоносных гранитов  $D_3$ -C<sub>1</sub>; 4 – редкометалльный орлиногорский и балкашинский комплексы лейкогранитов и аляскитов D<sub>1</sub>; 5 – боровской комплекс биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и адамеллитов S<sub>4</sub>; 7 – разломы.

Изотопные датировки указывают на три этапа амальгамации: поздний Силур (Pridoli) ~420 Ma, Rb/Sr [15]; ранний Девон (Emsian) ~400 Ma, Rb/Sr [15]; поздний Девон (Famennian) – ранний Карбон (Tournaisian) 356±6 Ma, [16]. Их объединяют четыре показателя, свойственные режимам молодых платформ: 1) красно-цветные и сероцветные субмаринные терригенные фации; 2) кремнекислый натрово-калиевый вулканизм и интрузивный магматизм преимущественно гранитового и лейкогранитового состава; 3) небольшие по размеру интрузии, связанные, наиболее вероятно, с корневыми очаговыми зонами вулканов центрального типа; 4) редкометальная металлогения: олово (касситерит), вольфрам, бериллий, висмут.

#### Литература

1. Третьяков А.А. и др. // ДАН РАН. 2011, т.432, № 5. С. 1–5.
2. Третьяков А.А. и др. // ДАН РАН. 2011, т.440, № 4. С. 511–515.
3. Shatsky V.S., et al. // Contrib. Mineral Petrol. 1999. V.137. P.185–205.
4. Shatsky V.S., et al. // Field symposium guide, 1999. P. 50–52.
5. Розен О.М. Недр, М. 1976. С.328.
6. Kröner A., et al. // Journ. of Asian Earth Sci. 2008. V.32. P. 118–130.
7. Clauin J.C., et al. // Geology. 1991. V.19. P. 710–713.
8. Борисова Е.Ю. и др. // ДАН РАН, Геохимия. 1995. Т.343, №6. С. 801–805.
9. Dobretsov N.L., et al. // Field guide of the Fourth International Eclogite Symposium. 1999. Novosibirsk. P. 6–24.
10. Добрецов Н.Л. и др. // Н., Изд-во СО РАН, ГЕО. 2001. С. 282–286.
11. Розен О.М. и др. // ДАН СССР. 1972. Т.203, № 3. С. 674–676.
12. Okamoto K. // Field guide of the Fourth International Eclogite Symposium, 14–18 Aug. 1999. P.113–116.
13. Добрецов Н.Л. и др. // Геология и геофизика. 2005. Т.46, №8. С. 806–816.
14. Ермолов П.В. Изд. Центр Каз-Росс. Университета. Караганда. С. 203.
15. Шатагин К.Н. и др. // Геотектоника. 2001, №5. С. 26–44.
16. Laumulin T.M. et al. // Publ. by Glagol Publ. House. St-Petersburg, 1996. P. 187–196.

## О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ПЕТРОГРАФИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК (НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г.Мирный, nnzinchuk@rambler.ru

Кимберлитовые трубки, дайки, жилы и силлы в большинстве случаев представляют собой породы в различной степени измененные постмагматическими и гипергенными (верхние части) процессами. Образовавшиеся при этом новообразования относятся к вторичным минералам, которые являются главными породообразующими компонентами, слагающими основную массу пород. Реальный облик кимберлитов в диатремах в значительной мере определяется развитием комплекса вторичных минералов, возникших после консолидации породы в результате эндо- и экзогенных преобразований. Обнаружено многообразие процессов вторичной минерализации и возникающих при этом новообразований. К основным результатам этих исследований следует отнести: а) определение диагностических признаков всех минералов-новообразований; б) определение наиболее распространенных их ассоциаций; в) установление факторов, влияющих на постмагматические преобразования кимберлитов; г) определение роли вторичных минералов на решение прикладных задач (совершенствования прогнозно-поисковых критериев при поисках алмазов и влияние их на технологические процессы переработки пород). Новые сведения о процессах вторичного минералообразования получены нами в результате изучения разрабатываемых коренных месторождений алмазов (Мир, Интернациональная, Дачная, имени 23-го съезда КПСС – в Малоботуобинском; Удачная, Айхал, Сытыканская, Юбилейная – в Далдыно-Алакитском; Нюрбинская и Ботуобинская – в Средне-Мархинском алмазоносных районах) по опорным горизонтам, проведенные по изучению керн эксплоразведочных скважин, пройденным по сетке 40мх40м. Особенности распределения этих же новообразований на разведанную глубину месторождений изучались по керновому материалу из колонковых скважин, вскрывших нижние горизонты диатрем. Для сравнения изучались также кимберлитовые породы из других (в том числе и не алмазоносных) диатрем как Сибирской, так и Восточно-Европейской и Африканской платформ. В результате были получены сведения о том, что исследованные кимберлиты претерпели в процессе становления диатрем неоднократные изменения. Их интенсивность на разных стадиях формирования трубок имеет индивидуальный характер и зависит от конкретных условий минералообразования. В кимберлитовых породах древних платформ Мира идентифицировано и комплексно изучено с помощью современных методов исследований более 60 минералов-новообразований, входящих в

классы оксидов и гидроксидов, сульфидов, силикатов и алюмосиликатов, боратов, фосфатов, карбонатов и хлоридов. Недостаточно изученным направлением в познании закономерностей преобразования кимберлитовых пород оставалось установление роли конкретных вторичных минералов, реконструкции последовательности их образования и устойчивости в различных условиях. С целью решения этих вопросов были выполнены детальные комплексные исследования вещественного состава и процессов вторичного минералообразования на каменном материале из кимберлитовых диатрем Сибирской платформы (СП). Это позволило получить новые данные о типоморфных особенностях всех идентифицированных вторичных минералов кимберлитов и, в первую очередь, входящих в их основную массу этих образований. Важной при этом была задача разработка и адаптация рационального комплекса методов и приёмов изучения вещественного состава кимберлитов, позволяющая получить количественную характеристику по содержанию вторичных минералов в основной массе пород. Выполненные исследования позволили в определенной степени восполнить недостаточность сведений по изучению кимберлитовых пород в целом, так как практически все петрографические построения обычно проводятся для первичных минералов и магматических образований, не затронутых (или слабо затронутых) процессами вторичного преобразования. Показана значительная степень постмагматического и гипергенного преобразования кимберлитовых пород, которые из-за обилия вторичных минералов (до 95%) по сути являются апокимберлитами. Наибольшим изменениям впоследствии подвержена основная масса пород, в которой доминируют серпентин, кальцит и слюдистые образования. Геолого-минералогическое значение таких исследований обусловлено особенностями слоистой структуры, которая отражает физико-химические условия их образования. Эти минералы являются главными компонентами серпентинизации, хлоритизации и карбонатизации – основных процессов постмагматических преобразований кимберлитовых пород, которые развиваются в каждой диатреме индивидуально, что вызвано различиями процессов привноса-выноса основных породообразующих оксидов. Отмеченная неравномерность распределения вторичных минералов в диатремах объясняется спецификой псевдоморфного замещения минералов. Закономерные изменения обычно связаны с выветриванием или влиянием на состав кимберлитов вмещающих диатрему пород. Характер и интенсивность развития вторичных минералов в основной массе кимберлитовых пород СП показывает разнообразие процессов карбонатизации и хлоритизации, но не раскрывают всех особенностей их, связанных с образованием серпентинов и флогопитов. Последние относятся к индикаторным минералам кимберлитов (ИМК), имеющих слоистую структуру, способную отражать условия их образования и даёт возможность использовать их и для анализа постмагматического преобразования кимберлитовых пород. Поскольку полуквантитативных характеристик содержания минералов в породе недостаточно для выявления индивидуальных черт различных месторождений, важным становится установление структурных особенностей минералов (серпентинов, слюдистых образований и др.) основной массы кимберлитов. Это позволяет также выявлять и отмечаемые ранее структурные характеристики этих минералов, связанные или с их структурно-морфологическими, или видовыми особенностями. Так, серпентиновые минералы в кимберлитах представлены в основном лизардитом, хризотилом и Al-серпентином (септохлоритом). Признано, что серпентинизация оливина происходит при температурах не выше 500 °C даже при высоких давлениях. При этом, лизардит образуется при температуре 400–500 °C, а хризотил – при более низких температурах. Большое значение на течение этого процесса имеет pH-условий среды. Проведенными экспериментальными исследованиями процессов серпентинизации установлено, что в кислой среде большая часть оливина замещается лизардитом, в кремнеосодержащей щелочной – антигоритом и хризотилом, в нейтральной – лизардитом и хризотилом. Судя по этим и другим минералам, для кимберлитов отмечается закономерное изменение среды метасоматизирующих растворов от кислой через нейтральную до щелочной. Различные кимберлитовые поля СП существенно различаются по содержанию отдельных разновидностей серпентинов. Так, наиболее часто Al-серпентин встречается в трубках Далдынского поля, постепенно снижаясь в диатремах в направлении от Верхне-Мунского, Мирнинского, Накынского до Алакит-Мархинского полей. Наибольшие концентрации минерала отмечены в кимберлитах трубках Зарница и Фестивальная, где он диагностирован в 70% изученных проб. На примере трубок Ботубинская, Нюрбинская, Заполярная и Айхал выявлена тенденция к последовательному увеличению количества проб, содержащих Al-серпентин при переходе от порфировых кимберлитов к автолитовым кимберлитовым брекчиям и далее к кимберлитовым туфобрекчиям. Однако в отдельных диатремах одни и те же типы пород, относящиеся к разным диатремам, могут существенно различаться по степени распространения Al-серпентина. Многократная смена pH-условий среды в период становления кимберлитов является основной причиной развития дефектов в структуре серпентинов. Количество серпентинов с низкой, средней и высокой степенью дефектности может в определенной мере характеризовать уровень стабильности постмагматических преобразований кимберлитов. Наиболее часто дефектные серпентины встречаются в основной массе кимберлитов трубок Айхал (Алакитское поле) и Нюрбинская (Накыньское поле). Эти месторождения подобны по степени распространения Al-серпентина, но существенно отличаются по уровню развития лизардита и хризотила. Так, в основной массе кимберлитов трубки Айхал преобладает хризотил, в то время как в диатреме Нюрбинская более развит лизардит.



Проведенными исследованиями показано, что для основной массы каждой кимберлитовой диатремы наблюдается доминирование индивидуального характера развития минералов над их общими свойствами, главными среди которых является преобладание серпентин-кальцитовых, кальцит-серпентиновых, хлорит-серпентиновых ассоциаций и уровень распространения Mg-Fe-разновидностей флогопита в основной массе кимберлитовых пород. Отличие кимберлитовых тел обусловлено интенсивностью развития и равномерностью распределения доминирующих вторичных минералов и их разновидностей (кальцита, доломита, пироаурита, флогопита, хлорита, лизардита и хризотила). Существуют отличия в составе основной массы и вторичных минералов кимберлитов не только в разных трубках, но и в плане их отдельных тел и даже блоков. Охарактеризованы наиболее распространенные в кимберлитовых породах ассоциации новообразований, состоящие из двух и более минералов, большинство из которых являются парагенетическими, что позволило решить некоторые вопросы их постмагматического преобразования. Обширный материал минералого-петрологических исследований кимберлитовых пород позволил установить, что процессы серпентинизации, карбонатизации, хлоритизации и бруситизации в каждой диатреме имеют индивидуальный характер. Важными результатами проведенных исследований являются рекомендации по возможностям использования вторичных минералов кимберлитов для определения величины эрозийного среза диатрем. Предложены также различные варианты использования основных закономерностей выветривания силикатных пород, типоморфных особенностей глинистых и слюдяных минералов в древних корах выветривания на образованиях различного генезиса и состава. Полученные новые данные о свойствах флогопита и продуктов его твердофазовых превращений (хлорита), что имеют важное значение для совершенствования методики прогнозирования и поисков алмазных месторождений. Для совершенствования методики и повышения эффективности технологии обогащения кимберлитов и извлечения из них полезного компонента рекомендовано использовать установленные особенности вещественного состава пород, получаемые в результате предварительного минералогического картирования, позволяющего делать прогнозную оценку руд. Важно при этом использовать структурно-морфологические и физические свойства как породообразующих, так и сравнительно редко встречающихся в кимберлитовых породах минералов. В частности, установлено широкое распространение в кимберлитах СП пироаурита и брусита наиболее характерные для глубоких горизонтов коренных алмазных месторождений, где эти минералы нередко являются породообразующими компонентами. Учитывая большую роль этих минералов в процессе технологической обработки месторождений, вопросам изучения пироауритизации и бруситизации кимберлитовых диатрем следует уделять пристальное внимание. Не менее важными являются задачи по изучению процессов серпентинизации, хлоритизации и карбонатизации, приводящие к изменению физико-механических свойств пород, которые в последующем влияют на состав шихты и извлекаемость из неё полезного компонента.

## **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ: ОЦЕНКА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ АГЕНТОВ В ИХ ИСТОЧНИКЕ И СВЯЗЬ С АЛМАЗОНОСНОСТЬЮ (НА ПРИМЕРЕ КИМБЕРЛИТОВ АРХАНГЕЛЬСКОЙ И ЯКУТСКОЙ ПРОВИНЦИЙ)**

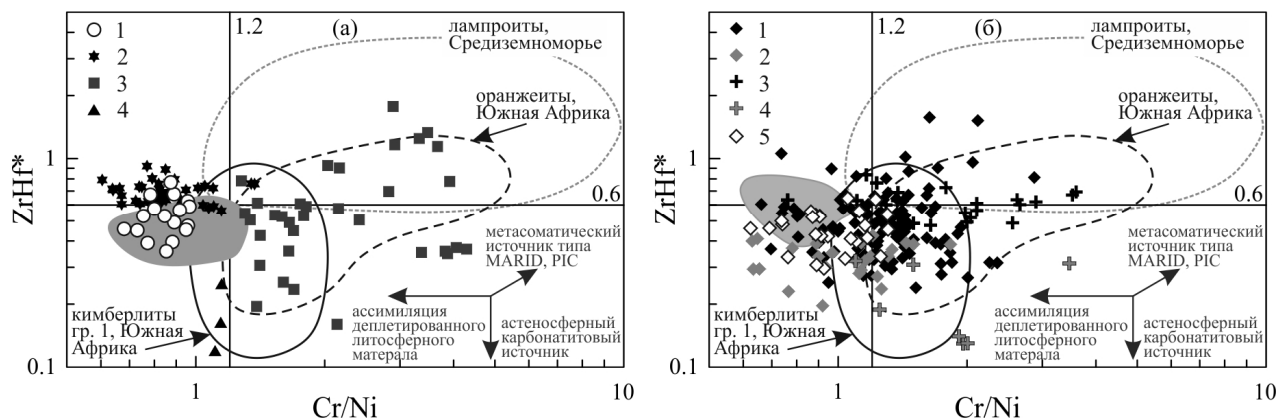
**Каргин А.В.<sup>1</sup>, Голубева Ю.Ю.<sup>2</sup>, Абазова З.М.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии  
Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия, kargin@igem.ru*

<sup>2</sup> *ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва, Россия, jugolubeva@gmail.com*

В работе проведена петрологическая интерпретация химического состава валовых проб кимберлитов и родственных пород преимущественно девонского возраста Архангельской алмазодонной провинции (ААП), а также кимберлитов и родственных пород Якутской алмазодонной провинции (ЯАП) палеозойского и мезозойского возраста, с целью оценки уровня гетерогенности их мантийных источников, с учетом вовлечения метасоматических жильных парагенезисов литосферной мантии. Также рассмотрена взаимосвязь составов источников с промышленной алмазодонностью кимберлитов. Выбранные объекты исследования включают пространственно сближенные поля кимберлитов, мелилититов, щелочных пикритов и карбонатитов (обзор в [1, 2, 3]). Используются составы кимберлитов согласно [1, 2, 3] и авторские неопубликованные данные.

В качестве индикаторных геохимических элементов выбраны концентрации Zr, Hf, REE, а также их корреляция с Cr и Ni. На этой основе предложена диаграмма  $ZrHf^* - Cr/Ni$ , где  $ZrHf^* = ((Zr+Hf)/(Nd+Sm))_n$  (рис. 1) на которую нанесены составы кимберлитов группы 1 и 2 Южной Африки, орогенных лампроитов и оранжеитов [3].


 Диаграмма  $ZrHf^*$  –  $Cr/Ni$ . (А) кимберлиты ААП:

1–2 – промышленно-алмазоносные кимберлиты: 1 – трубка им. В. Гриба, 2 – Золотицкое поле; 3–4 – промышленно-неалмазоносные кимберлиты и родственные породы: 3 – Кепинское поле, 4 – пикриты, карбонатиты р. Мела; серое поле – промышленно-алмазоносные кимберлиты ЯАП. (Б) кимберлиты ЯАП: 1–2 – кимберлиты Алакит-Оленекской зоны: 1 – PZ возраста, 2 – MZ возраста; 3–4 – кимберлиты и родственные породы Анабарского района: 3 – кимберлиты, меллититы, 4 – карбонатиты; 5 – промышленно-алмазоносные породы PZ возраста; серое поле – промышленно-алмазоносные кимберлиты ААП. Поля на диаграмме согласно [3]

Обеднение Zr и Hf относительно Sm и Nd при нормировании к примитивной мантии, выраженное отрицательной аномалией на мультиэлементных диаграммах, является надежным индикатором карбонатного мантийного метасоматоза. Этот эффект основан на существенном различии коэффициентов распределения данных элементов между минералами (преимущественно гранат) и силикатными – карбонатными жидкостями [например, 7]. Значение величины  $ZrHf^*$  меньше 0.6 может фиксировать вклад обогащенного карбонатной компонентой астеносферного источника [8].

Увеличение концентраций Zr и Hf относительно Sm и Nd, нормированных к значениям РМ, на фоне сохранения уровня фракционирования REE, может отражать вовлечения в процессы плавления метасоматических жильных парагенезисов силикатного и/или силикатно-водного характера (жилы типа MARID – mica (phlogopite)-amphibole (K-richterite)-rutile-ilmenite-diopside) или PIC – phlogopite-ilmenite-cpx ± rutile, слюдяные пироксениты, глиммериты) [3, 8]. В таком случае, значения величины  $ZrHf^*$  будут больше 0.6.

Отношение концентраций совместимых элементов Cr и Ni в валовых пробах кимберлитов может отражать как различную степень ассимиляции деплетированного мантийного субстрата, что приведет к увеличению концентраций Ni относительно Cr, так и вовлечение в источник кимберлитов метасоматических парагенезисов, содержащих Cr-диопсид и ильменит (PIC) и в меньшей степени MARID-типа. В последнем случае значения величины  $Cr/Ni$  будут возрастать.

На (рис. 1а) показаны фигуративные точки составов кимберлитов и родственных пород ААП. Породы Кепинского поля обладают широкими вариациями величин  $ZrHf^*$  (0.2–1.7) и  $Cr/Ni$  (больше 1.2), и их тренд направлен от кимберлитов группы 1 в область оранжеитов и лампроитов. Обогащенные карбонатной компонентой разновидности кимберлитов силлов реки Мела характеризуются низкими значениями  $ZrHf^*$  (меньше 0.3), а также величинами  $Cr/Ni$  около 1.2. Промышленно-алмазоносные кимберлиты трубки им. В. Гриба обладают значениями  $ZrHf^*$ , как правило, меньше 0.6 и  $Cr/Ni$  меньше 1, перекрываясь с полем промышленно-алмазоносных кимберлитов ЯАП (серое поле). Фигуративные точки промышленно-алмазоносных кимберлитов Золотицкого поля обладают значениями  $ZrHf^*$  от 0.6 до 1.0 и  $Cr/Ni$  меньше 1.

На (рис. 1б) показаны фигуративные точки составов кимберлитов и родственных пород ЯАП. Промышленно-алмазоносные кимберлиты Далдыно-Алакитского района, Накынского поля и трубки Мир обладают значениями  $ZrHf^*$  меньше 0.6 и  $Cr/Ni$  меньше 1, что перекрывается со значениями  $ZrHf^*$  и  $Cr/Ni$  для кимберлитов трубки им. В. Гриба ААП. Большая часть кимберлитов палеозойского возраста Алакит-Оленекской зоны сопоставима с кимберлитами группы 1 Южной Африки. Кимберлиты и щелочные пикриты мезозойского возраста Алакит-Оленекской зоны обладают низкими значениями  $ZrHf^*$  (меньше 0.4) и широкими вариациями значений  $Cr/Ni$  (0.6–2). Фигуративные точки кимберлитов, щелочных пикритов мезозойского возраста Анабарского района образуют тренд в область увеличения значений  $ZrHf^*$  (от 0.4 до 1.0) и  $Cr/Ni$  (больше 1), что сопоставимо с кимберлитами Кепинского поля ААП. Карбонатиты мезозойского возраста Анабарского района обладают низкими значениями  $ZrHf^*$  меньше 0.6 и вариацией  $Cr/Ni$  от 1 до 2.

Как следует из рис. 1, большинство промышленно-алмазоносных кимберлитов девонского возраста ААП (кимберлиты трубки им. В. Гриба) и ЯАП (кимберлиты Далдыно-Алакитского района, Накынского поля и трубки Мир) обладают значениями  $ZrHf^*$  меньше 0.6 и меньше 1, что с одной стороны ука-

зывает на существенный вклад обогащенного карбонатной компонентой астеносферного источника, а с другой – на интенсивные процессы взаимодействия с деплетированной литосферной мантией, т.е. процессы ее метасоматического преобразования и ассимиляции. Наличие последних процессов подтверждаются данными изучения ксенолитов мантийных перидотитов из трубки им. В. Гриба [5, 6]. По мимо этого, промышленно-алмазоносные кимберлиты двух провинций обладают отношением Zr/Nb близким к 1, при концентрациях этих элементов, как правило, не превышающих 200 ppm, в отличии от неалмазоносных, для которых значения отношения Zr/Nb попадают в широкий интервал от 1 до 3, при их содержаниях, как правило, больше 150 ppm.

Более высокие значения Zr/Hf\* для промышленно-алмазоносных кимберлитов Золотицкого поля ААП, по сравнению с кимберлитами трубки им. В. Гриба, могут отражать как участие жильных метасоматических парагенезисов в их источнике, что характерно для трубки Пионерская, так и процессы контаминации вмещающими породами, которые обогащены Zr-Hf [4].

Неалмазоносные кимберлиты и родственные породы ААП и ЯАП характеризуются широкими вариациями значений Zr/Hf\* (от 0.2 до 2.0) и Cr/Ni (как правило больше 1), что отражает гетерогенность мантийного источника, где доминировала либо карбонатизированная астеносферная компонента, что характерно для карбонатитов ЯАП и карбонатизированных пикритов ААП, либо был существенный вклад литосферного материала с метасоматическими парагенезисами типа MARID или PIC, что можно предполагать для большей части пород Кепинского поля ААП и, в меньшей степени, для кимберлитов и родственных пород Анабарского района ЯАП.

Таким образом, при формировании промышленно-алмазоносных кимберлитов как ААП, так и ЯАП определяющим фактором служило взаимодействие преимущественно карбонатизированных протокимберлитовых расплавов с деплетированной литосферной мантией, включая процессы ее преобразования и ассимиляции. Доминирование в составе источника кимберлитов и родственных пород одного мантийного компонента, как правило, не приводит к формированию промышленно-алмазоносных трубок.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых – кандидатов наук МК-3410.2015.5.*

#### Литература

1. Богатилов О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915–939.
2. Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Кононова В.А. Кимберлиты Далдыно-Алакитского района: пространственное распределение пород с различными вещественными характеристиками // Петрология. 2011. Т.19. №5. С. 520–545.
3. Каргин А.В. Геохимические особенности мантийного метасоматоза при формировании кимберлитов севера Восточно-Европейской платформы // Геология рудных месторождений. 2014. № 6. С. 461–485.
4. Каргин А.В., Абазова З.М. Особенности химического состава промышленно-алмазоносных кимберлитов ААП и вопросы их классификации, Россия // IV научная молодежная школа «Новое в познании процессов рудообразования». Москва, ИГЕМ РАН. 2014. С. 141–145.
5. Каргин А.В., Сазонова Л.В., Носова А.А. и др. Гранат и клинопироксен из ксенолитов перидотитов трубки им. В. Гриба Зимнебережного алмазоносного района Архангельской алмазоносной провинции как индикаторы мантийных метасоматических процессов // Данный сборник. 2015.
6. Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В. и др. Оливин кимберлитов трубок пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция, Россия): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. №. 3.
7. Girnis A.V., Bulatov V.K., Brey G.P. et al. Trace element partitioning between mantle minerals and silico-carbonate melts at 6–12 GPa and applications to mantle metasomatism and kimberlite genesis // Lithos. 2013. V. 160–161. P. 183–200
8. Tappe S., Foley S.F., Kjarsgaard B.A. et al. Between carbonatite and lamproite-Diamondiferous Torngat ultramafic lamprophyres formed by carbonate-fluxed melting of cratonic MARID-type metasomes // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. № 13. P. 3258–3286.

# ГРАНАТ И КЛИНОПИРОКСЕН ИЗ КСЕНОЛИТОВ ПЕРИДОТИТОВ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА АРХАНГЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ КАК ИНДИКАТОРЫ МАНТИЙНЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Каргин А.В.<sup>1</sup>, Сазонова Л.В.<sup>1</sup>, Носова А.А.<sup>1</sup>, Третьяченко В.В.<sup>2</sup>, Ковальчук Е.В.<sup>1</sup>, Миневрина Е.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия, kargin@igem.ru*

<sup>2</sup> *Научно-исследовательское геолого-разведочное предприятие АК «АЛРОСА», Архангельск, Россия, VTretiyachenko@severalmaz.ru*

Кимберлитовая трубка им. В. Гриба на сегодняшний день является единственной пока промышленно алмазонасной разрабатываемой ОАО «Архангельскгеолодобыча» диатремой Черноозёрского кимберлитового поля, которое находится в центральной части Зимнебережного алмазонасного района Архангельской кимберлит-пикритовой области [5]. Возраст кимберлитов составляет  $374 \pm 1.3$  млн лет [1].

Послужившие объектом исследования ксенолиты мантийных перидотитов (19 обр.) в кимберлитах трубки им. В. Гриба, характеризуются размерами от 0.5 до 10 см и состоят из Ol (60–85 об. %), Орх (5–15 об. %), Срх (до 25 об. %) и Gar (5–15 об. %). Подавляющее их число являются гранатовыми лерцолитами. Структуры пород гранобластовые, неравномерно зернистые, крупно-среднезернистые, порфиробластовые, реже – деформационные [4]. Минеральная ассоциация перидотитов была в равновесии при  $T = 730\text{--}841^\circ\text{C}$  и  $P = 22\text{--}44$  кбар, что перекрывается с низкотемпературными параметрами «алмазного окна» [3]; деформированный перидотит обладает более высокими значениями  $T\text{--}1200^\circ\text{C}$  и  $P\text{--}55\text{--}62$  кбар.

Исследования особенностей геохимического состава (Jeol JXA–8200 электронная микроскопия; SIMS; LA-ICP-MS) гранатов и клинопироксенов из мантийных ксенолитов перидотитов трубки им. В. Гриба, позволили установить природу метасоматических процессов, протекавших в литосферной мантии под Черноозёрским полем.

Гранаты образуют порфиробластовые вкрапленники изометричной или неправильной формы с заливообразными, округленными очертаниями, размером от 3 до 10 мм. Кристаллы часто зональные: центральные зоны (Gar1) занимают 98–50% площади зерна; внешние зоны (Gar2) имеют неровные, пятнистые очертания. Границы между зонами могут быть как резкими, так и размытыми. Иногда вокруг зерен граната и по трещинам развиваются каймы агрегата позднего граната (Gar3), флогопита, Ст-шпинели, карбоната, иногда с мельчайшими выделениями лейкоксена и амфибола. Ширина таких кайм достигает 300 мкм.

Все гранаты представлены Ст-пиропами (доля пиропового минала от 63 до 76 %) с широкой вариацией концентраций  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (1.30–12.20 мас. %) и CaO (2.82–7.92 мас. %) при Mg# от 0.76 до 0.86. Большая часть гранатов сопоставима с лерцолитовыми гранатами (G9) по [8]. Небольшая доля выборки попадает в поле гранатов из гарцбургитов (G10), а также имеет промежуточные составы между гранатами из лерцолитов и гарцбургитов (G9–G10), лерцолитов и верлитов (G9–G12). По содержанию  $\text{TiO}_2$  гранаты делятся на высоко-Ti (0.62–0.94 мас. %), сопоставимые с мегакристами и гранатами «ильменитового» парагенезиса, по [3], и низко-Ti (менее 0.27 мас. %), что типично для гранатов из деплетированных мантийных перидотитов литосферной мантии.

Клинопироксены представлены диопсидами с содержанием жадеидового минала до 14 мол. %, образуют ксеноморфные выделения между кристаллами Ol и Орх, иногда замещая последний, реже – изометричные кристаллы размером до 1–3 мм. Иногда замещаются по трещинам агрегатом позднего Срх и Phl. Обладают широкими вариациями концентраций  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.69–3.93 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (до 0.84 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.47–5.61 мас. %) при Mg# (0.89–0.95).

По характеру распределения REE и элементов-примесей в гранатах и клинопироксенах ксенолиты перидотитов были разделены на 5 групп (рис. 1), которые содержат:

1 – гранаты, обогащенные легкими REE и  $\text{TiO}_2$ ; клинопироксены, с низко фракционированным спектром REE ( $\text{La/Yb}_n = 4.7\text{--}5.5$ );

2 – гранаты с высокими концентрациями  $\text{TiO}_2$  и «нормальными», сильно фракционированными спектрами REE, обладающие более высоким уровнем обогащения, по сравнению с мегакристами;

3 – гранаты с низкими концентрациями  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , CaO и «нормальными», сильно фракционированными спектрами REE, сопоставимыми с мегакристами; а также клинопироксены с умеренно фракционированными спектрами REE ( $\text{La/Yb}_n = 7\text{--}64$ );

4 – гранаты с низкими концентрациями  $\text{TiO}_2$  и умеренно синусоидальными спектрами распределения REE, характерными для гранатов G9; а также клинопироксены с сильно фракционированными спектрами REE ( $\text{La/Yb}_n = 32\text{--}176$ );

5 – гранаты с низкими концентрациями  $TiO_2$  и резко выраженными синусоидальными спектрами распределения REE, характерными для гранатов G10.

По содержанию Zr, Y и Ti гранаты 1 и 2 групп сопоставимы с гранатами, которые формировались под воздействием расплавленного метасоматоза, а гранаты 3, 4 и 5 групп с гранатами из деплетированных перидотитов и реже с гранатами – продуктами флогопитового метасоматоза, согласно [3].

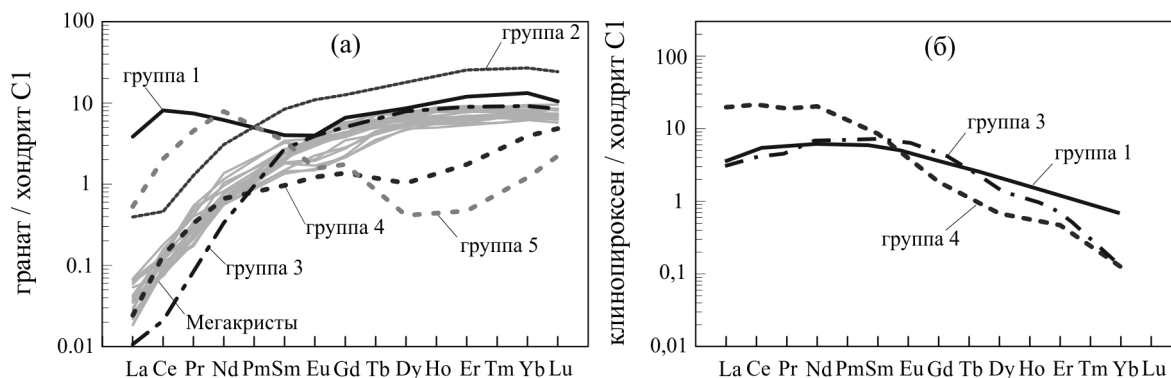


Рис. 1. Нормированные к хондриту C1 и примитивной мантии (PM) [10] спектры распределения REE для гранатов и клинопироксенов

**Обсуждение.** Интерпретация состава гранатов и клинопироксенов, с учетом оценки их равновесного состояния и теоретических составов равновесных расплавов, показала, что среди вызвавших их трансформацию метасоматических агентов можно выделить два типа протокимберлитовых расплавов:

1) ранний, обогащенный REE и Fe-Ti компонентой, существенно карбонатный расплав/флюид, который существовал до кристаллизации мегакристной ассоциации. Величины  $D_{Gar/Cpx}^{REE}$  для перидотитов группы 1 (рис. 2а), которые были в равновесии с ранним протокимберлитовым расплавом, перекрываются со значениями  $D_{Gar/Cpx}^{REE}$  для экспериментальных перидотит-карбонатных систем [7]. Составы равновесных гранатам и клинопироксенам расплавов, перекрываются с полем составов кимберлитов трубки им. В. Гриба (рис. 3а). Высокое содержание карбонатной компоненты в ранних порциях расплава сопоставимо с оценками [9];

2) поздний, обедненный Fe-Ti компонентой, преимущественно силикатный протокимберлитовый расплав, который существовал после кристаллизации мегакристной ассоциации. Величины  $D_{Gar/Cpx}^{REE}$  для перидотитов групп 3 и 4 (рис. 2б), которые были в равновесии с поздним протокимберлитовым расплавом, сопоставимы со значениями  $D_{Gar/Cpx}^{REE}$  силикатных базальтовых расплавов при низких температурах [6]. Составы равновесных гранатам и клинопироксенам расплавов (рис. 3б), не показывают сходство с составами кимберлитов, указывая на их более дифференцированную природу.

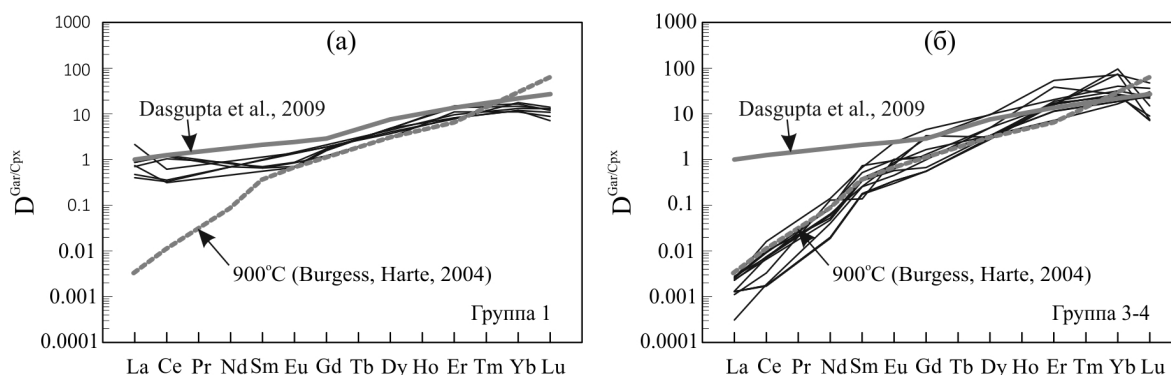


Рис. 2. Распределение редких элементов между гранатом и клинопироксеном, в сравнении с экспериментальными данными, согласно [6, 7]

Согласно модели просачивания протокимберлитового расплава через литосферную мантию с учетом последовательной фракционной кристаллизации и ассимиляции ортопироксена [11], гранаты из ксенолитов перидотитов 2–5 групп с нормальными, близкими к мегакристам спектрами распределения REE находились в непосредственной близости к источнику протокимберлитовых расплавов, а гранаты 4 и 5 групп с синусоидальными спектрами распределения REE – на удалении.

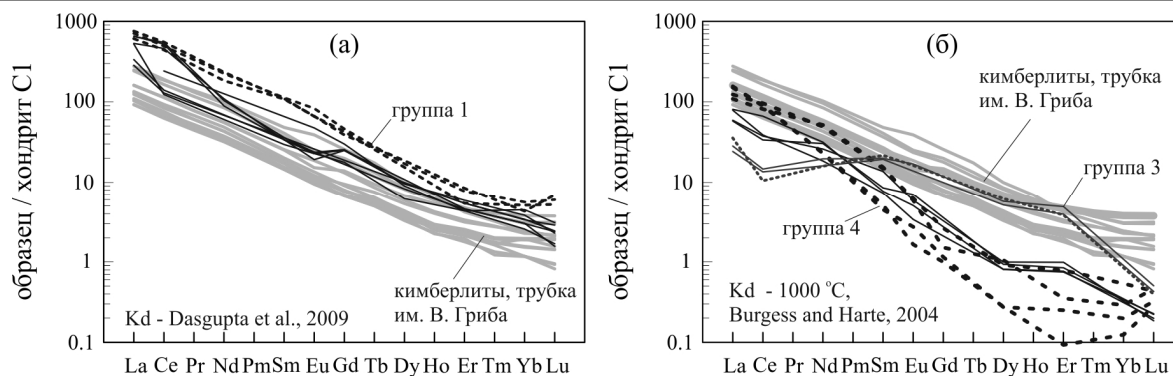


Рис. 3. C1-нормированные по [10] спектры REE для модельных равновесных гранатам (сплошная линия) и клинопироксенам (пунктирная линия) расплавов. Поле кимберлитов [2]

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда РФФИ № 13-05-00644-а и 15-05-03778-а.

### Литература

1. Лебедева Н.М., Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В. Rb-Sr изотопный возраст флогопитов из кимберлитовых трубок им. В. Гриба и Карпинского-1 // IV научная молодежная школа «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 2014. С. Р. 190–192.
2. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатилов О.А., Каргин А.В. Алмазность кимберлитов Зимнеберезного поля (Архангельская область) // Геология рудных месторождений. 2007. № 6. С. 483–505.
3. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Гриффин В.Л. Распределение редких элементов в глубинных минералах кимберлитов как признак плюмовых процессов на севере Русской платформы // Труды IX межд. семинара. Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Миасс, Инст. географии СО РАН, 2009. С. 135–170.
4. Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В. и др. Оливин кимберлитовых трубок пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазная провинция, Россия): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. №. 3.
5. Третьяченко В.В. Минерогеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья. Автореферат дис. к. г.-м. н., М., МГУ, 2008. 28 с.
6. Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9/G10 garnet in peridotite xenoliths. II: REE chemistry // J. Petrol. 2004. V. 45. P. 609–634.
7. Dasgupta R., Hirschmann M.M., McDonough W.F. et al. Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa // Chemical Geology. 2009. V. 262. P. 57–77.
8. Grutter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // Lithos. 2004. V. 77. P. 841–857.
9. Shchukina E., Agashev A., Pokhilenko N. Multistage metasomatism in lithospheric mantle beneath V. Grib pipe (Arkhangelsk diamondiferous province, Russia): evidence from REE patterns in garnet xenocrysts // Geophysical Research Abstracts. 2015. Vol. 17, EGU2015-1940-1.
10. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society Special Publication. 1989. N. 42. Pp. 313–345.
11. Ziberna L., Nimis P., Zanetti et al. Metasomatic Processes in the Central Siberian Cratonic Mantle: Evidence from Garnet Xenocrysts from the Zagadochnaya Kimberlite // J. of Petrology. 2013. V. 54. N. 11. Pp. 2379–2409.

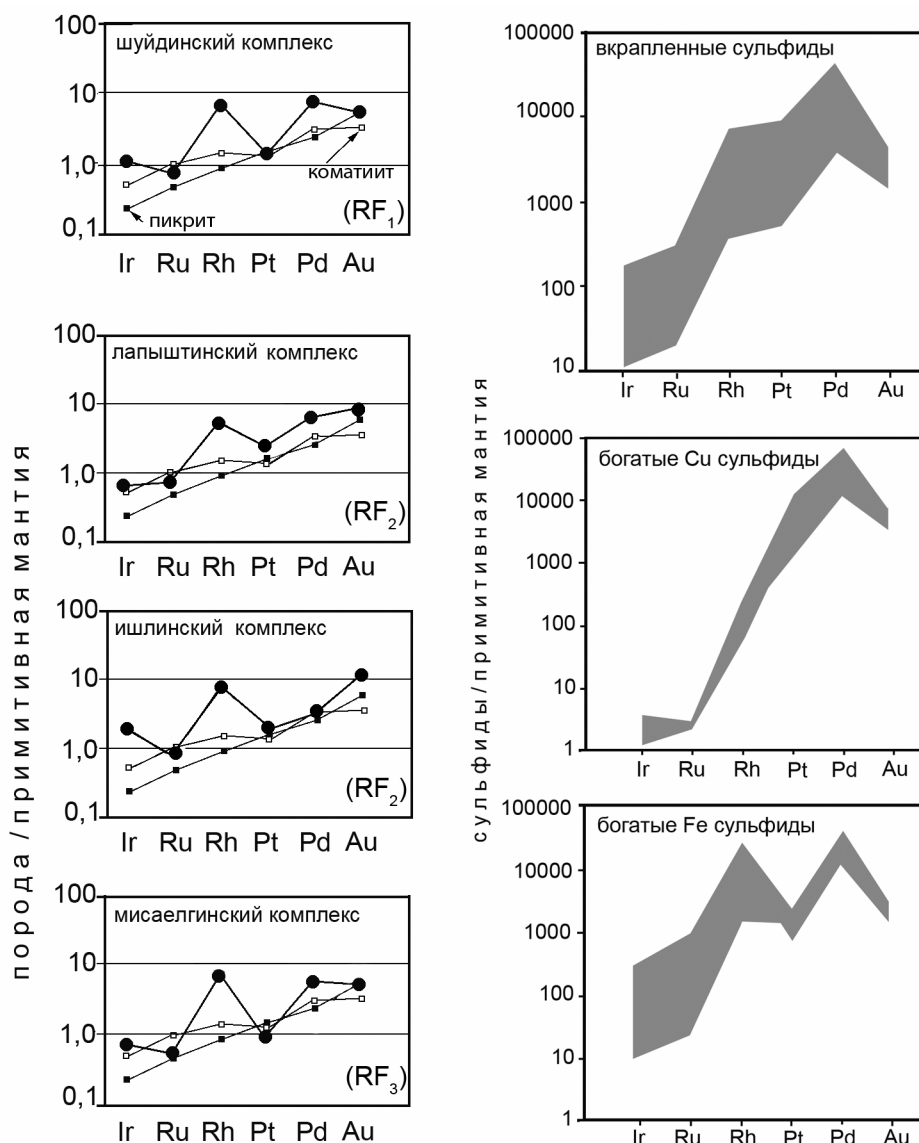
## БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Ковалев С.Г.

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, e-mail: kovalev@ufaras.ru

Магматические породы Башкирского мегантиклинория (БМ) более чем на 90% представлены интрузивными телами дайковой и силловой формы варьирующими по основности от пикритов до кислых, субщелочных и щелочных разновидностей. Эффузивные образования (базальты различной щелочности и риолиты) распространены локально в обрамлении Тараташского «блока» (Навышский комплекс), а также Машакской и Шатакской палеорифтогенных структурах. Возрастной интервал формирования магматических пород простирается от раннего рифея до венда и палеозоя включительно. В данной работе приводятся авторские материалы по благороднометалльной (элементы платиновой группы (ЭПГ) и золото) геохимической специализации

магматических комплексов мезопротерозойского возраста, которые представлены:  $RF_1$  – Навышским трахи-базальтовым, Юшинским габбро-долеритовым и Шуйдинским пикродолеритовым комплексами;  $RF_2$  – Кусинско-Копанским расслоенным комплексом, Повальненским и Кургасским габбро-долеритовыми, Лапыштинским долерит-пикритовым, Ишлинским пикритовым комплексами, а также Шатакским пикрит-базальт-риолитовым и Ахмеровским гранитным комплексами;  $RF_3$  – Мисаелгинским феррогаббро-долерит-пикритовым и Инзерским габбро-долеритовым комплексами. Кроме того, приводятся данные по магматическим породам восточной окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП), охарактеризованным по разрезам скважин.



Анализ средних нормализованных содержания благородных металлов в магматических породах Башкирского мегантиклинория свидетельствует о том, что для разновременных пикритовых комплексов характерны общие особенности в строении трендов, а именно, повышенные количества родия и палладия. Причем, содержания Rh во всех разновидностях пород превышает количества этого элемента в эталонных составах пикритов, коматиитов и примитивной мантии ~ в 10 раз. Для разновременных пород основного состава (габбро и долеритов), также характерен «родиевый» максимум, но в распределении остальных элементов наблюдаются значительные вариации, как по отношению к одновозрастным пикритам, так и между собой. Изменения количеств благородных металлов в разновозрастных габброидах и долеритах, вероятнее всего, обусловлены петрогенетическими условиями образования пород, которые, в свою очередь, зависят от геодинамического режима развития региона. Наличие промежуточных камер, где происходила дифференциация первичного расплава с одной стороны, и миграция и перераспределение благородных металлов при метаморфизме в коровых условиях – с другой, приводят к «пестроты» в содержаниях ЭПГ и Au. Для магматических пород, вскры-

тых скважинами в пределах восточной части ВЕП, присущи те же вариации в распределении благородных металлов, что и породам БМ, что свидетельствует о близости процессов их образования и общности механизмов формирования благороднометалльной геохимической специализации как в момент становления этих тел, так и при их преобразовании вторичными процессами.

Генетическая природа «родиевой аномалии», присущей практически всем магматическим породам мезопротерозойского возраста, распространенным в пределах Башкирского мегантиклинория и прилегающей части ВЕП и имеющая относительный характер, устанавливается при анализе материалов, полученных С.Дж. Барнсом и В.Д. Майером [4] по содержаниям платиноидов в сульфидных минералах Норильска. Анализ показывает, что тренд содержаний ЭПГ в богатых железом сульфидах практически полностью идентичен нормализованным трендам содержаний благородных металлов в разновозрастных пикритовых и пикродолеритовых комплексах БМ и прилегающей части ВЕП, включая Шатакский и Кусинско-Копанский комплексы.

Ранее [2], нами было показано, что основным сульфидным минералом пикритовых комплексов является кобальтсодержащий пентландит, т.е. сульфид, богатый железом –  $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$ . Кроме того, известно, что родий проявляет тенденцию к изоморфным замещениям по схемам:  $\text{Rh}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ ;  $\text{Rh}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Co}^{2+} - e$ , т.е., он способен замещать двух- и трехвалентное железо и кобальт в структуре пентландита.

Таким образом, можно с большой долей уверенности утверждать, что специфика благороднометалльной геохимической специализации («родиевая аномалия») пикритовых и пикродолеритовых комплексов Башкирского мегантиклинория и востока ВЕП, обусловлена содержанием благородных металлов в сульфидных минералах и имеет «первичную» природу, что устанавливается при минералогическом изучении сульфидов и анализе фазовых диаграмм состав-парагенезис системы  $\text{Fe}-\text{Ni}-\text{S}$  [2]. Вариации содержаний Pt, Pd и Au, характерные для различных разновидностей пород Шатакского, Кусинско-Копанского комплексов и разновременных базитовых тел, распространенных в пределах региона, вероятнее всего, являются результатом их перераспределения при становлении магматических тел и/или их преобразовании вторичными процессами.

Средние нормализованные содержания благородных металлов в разновозрастных пикритовых комплексах Башкирского мегантиклинория и содержания благородных металлов в сульфидных минералах Норильска по [4].

#### Литература

1. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новый тип благороднометалльной минерализации в терригенных породах Шатакского грабена (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. 2006, № 4. С. 415–421.
2. Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Пиндюрина Е.О., Котляров В.А. Сульфидная минерализация пикритовых и пикродолеритовых комплексов Южного Урала // Записки РМО, 2014, № 5. С. 74–84.
3. Ковалев С.Г., Мичурин С.В., Высоцкий И.В., Ковалев С.С. Геология, минералогия и металлогеническая специализация углеродсодержащих толщ Улуелгинско-Кудашмановской зоны (западный склон Южного Урала) // Литосфера, 2013, № 3. С. 67–88.
4. Barnes S.-J., Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids. // C.E.G. Geological Association of Canada. Short Course. 1999, 13, p. 69–106.

## МАГМАТОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ СУЛЬФИДНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Ковалев С.С.

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, e-mail: sgkv1984@gmail.com

В последние десятилетия в различных регионах мира были открыты месторождения благородных металлов неизвестных ранее типов в углеродсодержащих осадочно-метаморфических комплексах, которые к настоящему времени относятся к одному из самых перспективных типов месторождений золота и платиноидов. Эти образования имеют широкое географическое распространение и приурочены к различным возрастным уровням, от протерозоя до раннего мезозоя. Выявленные месторождения различаются между собой по масштабности оруденения, морфологии рудных тел, интенсивности гидротермально-метасоматической проработки вмещающих пород и, как следствие, по концентрации полезных компонентов. В.В. Дистлер с соавторами подразделяют данные месторождения по морфологическим признакам на две группы. Первая включает в себя крупные объекты, в которых рудная минерализация образует зоны мощностью в десятки и первые сотни метров при значительной протяженности (до первых км). Вторая представлена объектами, рудные тела которых при относительно небольшой мощности (первые см), имеют значительную протяженность по латерали и характеризуются высокими концентрациями полезных компонентов [1].



В пределах западного склона Южного Урала углеродсодержащие отложения широко распространены. В виде горизонтов переменной мощности они установлены в бурзянской (RF<sub>1</sub>) и юрматинской (RF<sub>2</sub>) сериях – в составе большеинзерской, суранской и юшинской свит нижнего рифея и практически во всех свитах среднего рифея. Проведенные исследования, результаты которых приводятся ниже, показали перспективность данных пород на комплексное благороднометальное оруденение.

*Уллуелгинско-Кудашмановская зона* приурочена к Юрюзано-Зюраткульскому разлому и сложена породами среднерифейского возраста. Ранее здесь была выявлена Au-Ag-U-Th-REE минерализация в сложнодислоцированных углеродсодержащих сланцах, которые пространственно ассоциируются с магматическими породами основного состава [2, 3]. В результате детального изучения были обнаружены многочисленные новообразованные минералы: сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит); самородные элементы (Au, Sn, Pb, Ag); соединения близкие к фурутобейту (Cu, Ag)<sub>6</sub>PbS<sub>4</sub>; промежуточные нестехиометричные соединения ряда халькопирит (CuFeS<sub>2</sub>) – ленаит (AgFeS<sub>2</sub>); соединения ряда (Ag, Fe)<sub>n</sub>(S, Se)<sub>m</sub> – (Ag, Fe)<sub>n</sub>(S, Te)<sub>m</sub> и (Ag<sub>1,43</sub> Fe<sub>0,27</sub> Au<sub>0,12</sub>)<sub>1,83</sub>(Se<sub>0,46</sub> S<sub>0,33</sub> As<sub>0,21</sub>)<sub>1,00</sub>, а также уранинит, коффинит, ураноцирцит, торит урановый, монацит и неидентифицированные редкоземельные фазы. Самородное Au было обнаружено в пробе-протопочке из будинированной кварцевой жилы. Золото высокопробное, микрозондовым методом в его составе обнаружены Cu (0,21–0,41 вес. %) и Ag (4,58–6,50 вес. %) [3].

*Суран-Иштинская площадь* расположена на левобережье р. Бол. Инзер в зоне Караташского и Зюраткульского региональных разломов, где распространены углеродсодержащие сланцы, алевролиты и карбонатные породы суранской свиты (RF<sub>1</sub>). Прожилково-вкрапленное карбонат-кварц-сульфидное оруденение развито в зонах дробления и морфологически представлено линейной минерализованной зоной, вытянутой в северо-восточном направлении. Пробуренные скважины вскрыли глинистую кору выветривания по углеродистым кварц-серицит-хлоритовым сланцам, долеритам и карбонатным породам, мощность которой варьирует от 53,6 м до 325,0 м. По результатам химико-спектрального анализа, содержание Au в породах изменяется в пределах от 0,5 до > 2,0 г/т (в единичных пробах установлено 3,05, 5,31 и 27,29 г/т). В коре выветривания обнаружены самородное Au и аурикуприд (Cu<sub>3</sub>Au) [4].

*Интуратовская зона* расположена в 3,5 км южнее пос. Ишля в полосе развития отложений суранской свиты (RF<sub>1</sub>), которые представлены переслаиванием темно-серых и черных углеродсодержащих сланцев с серыми доломитами и доломитизированными алевропесчаниками. Здесь же присутствуют кварцевые жилы мощностью до 1–1,5 м, в которых содержится 2,2–2,4 г/т Au и 2,66–3,0 г/т Ag, а в пробах-протопочках были обнаружены 20 знаков мелкого (от 0,225 × 0,075 до 0,125 × 0,075 мм) золота неправильно-комковатой, уплощенно-изометричной формы с неровно-ноздrevатой поверхностью [4].

*Узянско-Кагармановская зона* расположена в восточной части Башкирского мегантиклинория, в полосе развития пород авзянской (RF<sub>2</sub>) и зигазино-комаровской (RF<sub>2</sub>) свит, вблизи контакта докембрийского разреза Башкирского мегантиклинория с палеозойским обрамлением. Породы зоны представлены переслаиванием глинистых сланцев, мелкозернистых кварцитопесчаников и углеродсодержащих сланцев. В химическом составе последних было установлено 1,0–3,21 г/т Au и 0,4–0,8 г/т Ag при повышенных количествах платиноидов (Pt – 20–270, Pd – 10–140, Ru – 5–70, Rh – 1–5 мг/т) [4].

Для выявления генетической природы благороднометальной специализации углеродистых отложений Башкирского мегантиклинория нами было проведено изучение терригенных (сланцевых) пород нижнего и среднего рифея из стратотипических разрезов («фоновые» содержания) и одновозрастных им осадочных образований, приуроченных к тектоническим зонам и охарактеризованных выше.

В результате проведенных работ установлено, что по количеству рудогенных элементов (Co, Ni, Cr, Cu) осадочные породы стратотипических разрезов и черносланцевые образования из тектонических зон различаются в значительной степени. Если для первых характерны околосланцевые содержания Co, Ni, Cr и Cu, то черносланцевые породы отличаются их повышенными количествами при значительной дисперсии, достигающей двух порядков, что свидетельствует о привносе Co, Ni, Cr, Cu и/или их перераспределении в процессе метаморфизма. Кроме рудогенных элементов, были изучены содержания ЭПГ и Au в этих же отложениях, выполнены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики В.А.Шишлов, В.Л.Кудрявцев; пределы обнаружения ЭПГ и Au – 0.002 г/т). Полученные результаты сводятся к следующему:

- для «неизменных» RF<sub>1</sub> и RF<sub>2</sub> терригенных пород характерна четко выраженная Pd геохимическая специализация. По отношению к содержанию Pd в континентальной коре [5] его количества в глинистых породах различных уровней RF<sub>1</sub> и RF<sub>2</sub> весьма стабильны и составляют в среднем ~ 40–100 (для Pt этот параметр составляет 2–13, Ru – 2–25, Ir – 6–25);
- нормализованные содержания Au в «неизменных» терригенных породах RF<sub>1</sub> и RF<sub>2</sub>, напротив, близки к коровым, варьируя в пределах 0,63–2,46;
- отличительной чертой «фоновых» содержаний ЭПГ в породах нижнего и среднего рифея является отсутствие Rh, значимых количеств которого не установлено ни в одном из 116 проанализированных образцов.

Данные о содержаниях ЭПГ и Au в «неизменных» образованиях рифея сопоставлены с концентрациями этих элементов в породах Интуратовской и Улуелгинско-Кудашмановской зон. В результате выявлены значительные различия в распределении ЭПГ и Au между «неизменными» образованиями и их метаморфизованными аналогами. Так, для низкоуглеродистых глинистых и карбонатно-глинистых сланцев Интуратовской зоны характерна Pd-Rh специализация, а параметр Pt/Pd на порядок выше, чем в «неизменных» породах этого же стратиграфического уровня. Нормированные содержания Ig в различных породах этой зоны различаются на 3 порядка. На перераспределение ЭПГ в процессе метаморфизма отчетливо указывают и повышенные содержания Pt, Pd и Ig в кварцевых жилах, секущих сланцы Интуратовской зоны.

Генетическая природа благороднометалльной геохимической специализации как «неизменных» терригенных образований нижнего и среднего рифея Башкирского мегантиклинория, так и приуроченных к тектоническим зонам их стратиграфических аналогов, выявляется при анализе распределения нормированных на примитивную мантию [6] содержаний Au и ЭПГ в породах магматических комплексов рифейского возраста, распространенных в пределах Башкирского мегантиклинория. Для них характерно четко выраженное обогащение Au, Pd, Pt и Rh по отношению к примитивной мантии, что свидетельствует о значительном рудогенерирующем потенциале этого типа магматизма. По сравнению с содержаниями благородных металлов в «эталонных» составах пикритов и коматиитов [7] южноуральские пикриты в значительной степени обогащены Pd и Rh при близких (либо незначительно больших) количествах Au, Pt, Ru и Ir. Это указывает на специфику южноуральской магматической провинции, а значительные вариации содержаний Pt, Pd и Au свидетельствуют об их подвижности в процессах внутрикоревой дифференциации. Сопоставление нормированных содержаний ЭПГ в терригенных и магматических породах рифея Башкирского мегантиклинория показывает, что в первую очередь они различаются наличием/отсутствием Rh. Из этого следует то, что благороднометалльная геохимическая специализация потенциально продуктивных осадочных толщ сформировалась под воздействием магматических пород, а Rh может являться индикатором геохимической специализации как «неизменных» терригенных пород стратотипических разрезов, в которых он отсутствует, так и метаморфизованных осадочных образований, приуроченных к тектоническим зонам, где он четко проявлен.

#### Литература

1. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Форма нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 6. С. 467–484.
2. Ковалев С.Г. Сложнодислоцированные углеродсодержащие породы западного склона Южного Урала. // Докл. РАН. 2004. Т. 396. № 4. С. 511–514.
3. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Мичурин С.В., Ковалев С.С. Геология, минералогия и металлогеническая специализация углеродсодержащих толщ Улуелгинско-Кудашмановской зоны (западный склон Южного Урала). // Литосфера. 2013. № 3. С. 67–88.
4. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н. Маслов А.В., Гареев Э.З. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПресс, 2013. 268 с.
5. Wedepohl K. H. The composition of the continental crust. // Geochimica et Cosmochimica Acta 59. 1995. p. 1217–1239.
6. McDonough W.F. and Sun S.S. Composition of the Earth. // Chemical Geology. 120. 1995. P. 223–253.
7. Barnes S.J. and Lightfoot P.C. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and affecting their copper and platinum-group element contents. // Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume. 2005. P. 179–213.

## КРУПНОЕ БЫСТРИНСКОЕ CU-AU-FE-СКАРНОВО-ПОРФИРОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) – ПРИМЕР РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ, АССОЦИИРОВАННОЙ С АДАКИТОВЫМ ВНУТРИПЛИТНЫМ МАГМАТИЗМОМ

Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Языкова Ю.И., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л.,

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН,  
Москва, kva@igem.ru*

Считается [1], что порфировые рудообразующие системы способны генерировать разнообразные типы рудной минерализации: собственно порфировый, скарновый, эпитепирмальный, а также метасоматический (carbonate-replacement). Мы такие системы называем порфирово-эпитепирмальными [2], подчеркивая при этом, что в разных системах экономическая значимость тех или иных типов минерализаций в зависимости от конкретных геологических и физико-химических условий может сильно варьировать,

вплоть до отсутствия некоторых из них. Значительная часть продуцируемых такими системами месторождений по запасам металлов (Cu, Mo, Au) относятся к разряду суперкрупных, причем геохимические характеристики порфировых пород этих месторождений указывают на геохимическую близость с адакитами [3, 4].

Большая часть подобных рудообразующих систем известна в коллизионных обстановках и ассоциирует с известково-щелочными породами вулканоплутонических поясов Тихоокеанского обрамления, которые образовались при субдукции океанического слэба под континент [1, 4]. Менее широко распространенные и приуроченные к зонам растяжения постколлизионные системы известны главным образом в Центрально-Азиатском складчатом поясе и его обрамлении, где они ассоциировали с высоко-К известково-щелочным магматизмом. К их числу мы относим изученную нами рудообразующую систему крупного (руда- 292 млн т, Cu- 2.07 млн т, Au-236 т, Ag-1060 т, Fe – 68 млн т; [5] ) Быстринского Cu-Au-Fe скарново-порфирового месторождения. В этом сообщении мы акцентируем внимание на новых петрохимических, геохимических, термо-барометрических и изотопных данных, которые позволили охарактеризовать условия формирования этого месторождения и обосновать его связь с адакитовым магматизмом.

Месторождение расположено в юго-восточной части Восточного Забайкалья, представляющего собой окраину Монголо-Охотского орогенного пояса, который развивался в зоне палеосубдукции в обстановке коллизии континентов при закрытии Монголо-Охотского океана [6, 7]. Оно приурочено к Быстринской вулканокупольной структуре центрального типа, в строении которой участвуют терригенно-карбонатные образования (известняки, песчаники, алевролиты, аргиллиты, менее часто конгломераты), от палеопротерозойского до средне-протерозойского и средне-мезозойского возраста, которые пересекаются магматическими породами (диоритами, гранодиоритами и их порфирами, андезитами и дацитами) расположенного в центре структуры Быстринского штока. Основные рудные тела приурочены к зоне скарнов, протягивающейся вдоль южного и восточного контактов штока с терригенно-карбонатными породами.

Рудная минерализация Быстринского месторождения ассоциирует с постколлизионными порфировыми интрузиями (штоки, дайки), главным образом гранит- и гранодиоритового состава. Дайки представлены гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, лампрофирами и базальтами. Эти магматические породы (как и в других месторождениях этого района – Бугдаинском, Шахтаминском, Култаминском, Ново-Широкинском) принадлежат к Шахтаминскому интрузивному комплексу ( $J_2$ - $J_3$ ). Возраст [8] плутонических монцодиоритов и кварцевых монцонитов этого комплекса (U-Pb, по циркону) соответственно составляет  $160.04 \pm 0.91$  и  $159.0 \pm 1.1$  млн лет, монцодиорит-порфиров и кварцевых монцонит-порфиров –  $159.2 \pm 0.86$  и  $155.0 \pm 1.7$  млн лет, а Rb-Sr возраст даек диоритовых порфиритов и гранит-порфиров –  $155 \pm 8$  и  $148 \pm 4$  млн лет. Полученная нами датировка (K-Ar, флогопит, аналитик В.А. Лебедев) возраста скарнов Быстринского месторождения, которые образовались при внедрении диоритов-гранодиоритов Быстринского штока, составляет  $163 \pm 3$  млн лет, что согласуется с отнесением магматических пород Быстринского месторождения к Шахтаминскому интрузивному комплексу.

Порфировые породы Быстринского месторождения принадлежат к высоко-К известково-щелочной и шошонитовой сериям. С увеличением содержания  $SiO_2$  (от 52 до 68 мас. %) в порфировых породах содержания  $MgO$  остается высоким (4–9 wt. %), а  $Mg\#$  пород возрастает от 65 мол. % в основных породах до 75 мол. % в кислых. Породы характеризуются умеренными содержаниями Sr (50–300 ppm), низкими концентрациями Y (2–11 ppm) and Yb (0.5–1.5 ppm), повышенными (3–32) значениями отношения  $(La/Yb)_N$ . Их петрохимические и геохимические особенности близки к таковым порфировых пород Шахтаминского интрузивного комплекса [8]. Подобно им, в порфировых породах Быстринского месторождения отмечается снижение нормированных по мантии элементов от LILE к LREE и MREE, а также уменьшение содержаний HFSE (Nb, Ta и Ti) и HREE. На диаграмме Sr/Y vs. La/Yb составы этих пород располагаются в полях адакитов и островодужных известково-щелочных серий, а на диаграмме  $MgO$  vs  $SiO_2$  они попадают в поле низкремнистых адакитов [9]. Такой переходный характер этих пород может быть объяснен их генерацией одновременно с (или после) утолщением коры, связанном с субдукцией. А.Н. Берзина с соавторами [8] предполагают на основе изотопных и геохимических характеристик, что эти породы образовались в результате плавления утолщенной деляминированной нижней коры.

Гидротермальная минерализация Быстринского месторождения сформировалась в течение трех стадий: (I) магматическая стадия – формирование магнезиальных скарнов, совпадающее с интрузией диоритовых порфиритов; (II) Постмагматическая стадия – ретроградное изменение магнезиальных скарнов, формирование известковых скарнов и их ретроградное изменение, и синхронно со скарнами – образование калиевых (КПШ и биотит) метасоматитов (в магматических породах); и (III) Гидротермальная (рудная) стадия – формирование магнетитовой, шеелит-молибденитовой, сульфидной, полиметаллической, золоторудной, редкометальной и редкоземельной, а также кварц-карбонатной минерализаций, которые накладывались и на скарны, и на магматические породы и сопровождалась зонально распределенными калиевыми и кварц-серицитовыми метасоматитами, аргиллизитами и пропилитами.

Изучение (THSMG–600 Linkam, Раман-спектроскопия) флюидных включений (ФВ) в минералах из разных типов минерализации показало, что порфировая минерализация образовалась из высокотемпературных (>530 до 300 °C) флюидов умеренной (19 to 17 мас. % NaCl-экв.) солёности. Формирование скарнов происходило при более низких температурах (420 – 180 °C) из водных Na-K-Mg-Ca-хлоридных флюидов ( $T_e$  –50 to –21 °C) с уменьшением солёности от 36–33 до 13–8 мас. % при падении температуры, а золото-полиметаллическая минерализация (близкая к эпитепимальной) отлагалась из Na-хлоридных флюидов с солёностью не выше 10–12 мас. % NaCl-экв. и температурах, не более 300 °C.

С целью выяснения возможных источников серы в минералообразующем флюиде, был изучен изотопный состав серы сульфидов (пирит – 9 образцов, халькопирит–14, молибденит – 7, галенит – 1) Быстринского и других (Шахтаминского, Бугдаинского и Ново-Широкинского) месторождений района, которые ассоциируют с магматическими телами Шахтаминского интрузивного комплекса. Установлено, что значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов Быстринского месторождения варьируют от +6.0 до +13.4 ‰ (среднее +10.0 ‰ при  $n = 31$ ), что существенно отличается от значений сульфидов Бугдаинского месторождения ( $\delta^{34}\text{S}$  – от –1.7 до +4.7 ‰; среднее +1.8 ‰,  $n = 24$ ), которые близки к значению магматической серы (0±5 ‰; [10]). В то же время, они практически совпадают с таковыми Ново-Широкинского месторождения (от +8.8 до +11.5 ‰; среднее +10.3 ‰,  $n = 25$ ), для которых предполагается заимствование серы из окружающих осадочных пород, содержащих захороненную морскую воду (В.Ю. Прокофьев, перс. сообщение). и которое расположено вблизи от Быстринского месторождения. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов Шахтаминского месторождения (от +5.8 до +9.6 ‰, среднее +6.9 ‰,  $n = 19$ ) занимают промежуточное положение между Бугдаинским, с одной стороны, и месторождением Быстринское, с другой. Если согласиться с выводом В. Прокофьева, это означает, что заимствование из осадочных пород серы, которая могла иметь разную природу, проявилось в изученных месторождениях в разной степени. При этом важно заметить, что наиболее высокие значения  $\delta^{34}\text{S}$  характеризуют сульфиды наиболее золотоносных Быстринского и Ново-Широкинского месторождений. Предполагается, что добавка серы из корового источника могла являться одной из причин высокой золотопродуктивности минералообразующих систем этих месторождений.

Рассмотренные данные показывают, что Быстринское месторождение представляет собой пример высокопродуктивной на Cu и Au скарново-порфировой рудообразующей системы, которая образовалась в постколлизивной обстановке и ассоциировала с внутриплитным адакитовым магматизмом.

*Исследования выполнялись в рамках базовой темы ИГЕМ РАН № 72-4 «Типоморфные характеристики рудообразующих систем магматогенных месторождений в геолого-тектонических обстановках с многометалльной специализацией (Au, Ag – Cu, Pb, Zn – Mo, Sn, W, TR)» при финансовой поддержке РФФИ, грант 13-05-00622a.*

## Литература

1. Sillitoe R. Porphyry-copper systems // *Economic Geology*. 2010. V. 105. P. 3–41.
2. Kovalenker V.A. Porphyry-epithermal ore-forming systems: contours of problem // *Problems of ore deposits and maximizing the prospecting efficiency*. Tashkent: IMR, 2003. P. 148–149.
3. Oyarzun R, Marquez A, Lillo J, Rivera S. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Miner Deposita*. 2001. V. 36. P. 794–798.
4. Richards J. (2005) Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits. In Porter TM (ed) *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*, v. 1: Adelaide, PGC Publishing, 2011. P. 7–25.
5. Минерально-сырьевые ресурсы Читинской области. Инвестиционные предложения (Харитонов Ю.Ф., ред.). Чита: ЗабНИИ, 2003.
6. Зонениян Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. // М: Недра, 1990.
7. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*. 2000. № 5. С. 3–29.
8. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Серов П.А. Магматизм Шахтаминского Мо-порфирового месторождения (Восточное Забайкалье) и его источники по геохимическим и изотопным данным // *Минералогия Северо-Восточной Азии*. Улан-Удэ, ИД Экос, 2011. С. 30–32.
9. Martin H, Smithies RH, Rapp R., Moyen J-F, Champion D. (2005) An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 1–24.
10. Field C.W., Fife R.H. Light stable-isotope systematics in the epithermal environment. // *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Rev. in *Economic Geology*. 1985. V. 2. P. 99–117.

## МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КИАНИТА В ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

Коротеев В.А.<sup>1</sup>, Огородников В.Н.<sup>1</sup>, Щипцов В.В.<sup>2</sup>, Войтеховский Ю.Л.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: koroteev@igg.uran.ru

<sup>2</sup>Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: shchipts@krc.karelia.ru

<sup>3</sup>Институт геологии Кольского НЦ РАН, Анатимы, e-mail: woyt@geoksc.apatity.ru

В природе высокоглиноземистые минералы группы кианита (кианит, силлиманит, андалузит) могут образовываться различными путями. Среди комплексных месторождений можно выделить формацию регионально-метаморфических андалузитовых, кианитовых и силлиманитовых гнейсов и сланцев и ассоциирующую с ними формацию алюмокремниевых метасоматитов, обусловленную кислотным выщелачиванием при процессах постмигматитового метасоматоза [1, 2, 3, 4, 5. и др.].

Щиты и древние платформы занимают более половины площади материков Земли и являются носителями крупнейших рудных месторождений Fe, Mn, Al, Au, и многих других металлов. Полученные в последние десятилетия геологические данные свидетельствуют о принципиальных отличиях геологического развития и металлогении щитов от фанерозойских складчатых областей.

Главной причиной образования подавляющего большинства месторождений на щитах и кристаллических основаниях древних платформ были процессы неоднократного динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и седиментогенных пород, содержащих рудные и петрогенные компоненты. Длительная и неоднородная по интенсивности миграция элементов в породах, вызванная метаморфизмом – растворением и перекристаллизацией, иногда даже расплавлением, привела к сложному распределению металлов в метаморфических породах, не всегда отвечающему первоначальному содержанию их в осадочных или вулканических породах.

Главным процессом концентрации металлов были метаморфизм и ультраметаморфизм пород, которые вызвали перемещение и концентрацию рудогенных элементов при растворении, перекристаллизации и переплавлении первичных вулканитов и осадков. **Метаморфогенное рудообразование** происходило при перекристаллизации исходного материала породы, подвергшейся метаморфизму в определенных фациальных условиях, что приводило к новым технологическим свойствам и превращало породу в полезное ископаемое. Так при перекристаллизации железисто-кремнистого осадка, образовались магнетитовые кварциты, джеспилиты; из **глинистых осадков богатых Al – кианитовые, андалузитовые и силлиманитовые сланцы и гнейсы (высокоглиноземистые руды)**; из углеродистых осадков – графитовые руды и др.

В течение докембрия закономерно менялся режим ведущих эндогенных процессов, а значит, и связанного с ними метасоматизма. От раннего докембрия к позднему докембрию и фанерозою уменьшаются масштабы и общая степень регионального метаморфизма. Архейские гранулитовые комплексы отличаются не только высокими значениями температур и давлений, но и удивительной выдержанностью термодинамических режимов на больших площадях. На смену латерально однородным раннедокембрийским комплексам в позднем докембрии и фанерозое приходят латерально дифференцированные по термодинамическим режимам глубинного петрогенезиса зональные метаморфические комплексы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [6].

Таким образом, можно наметить две группы (формации) продуктивных метаморфогенно-метасоматических пород, обогащенных высокоглиноземистыми минералами группы кианита (кианит, силлиманит, андалузит):

– стратифицированные горизонты в толще плагиогнейсов раннего архея и протерозоя – **глиноземистая формация щитов и древних платформ (метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический, кейвский тип)**;

– нестратифицированные метасоматические породы, слагающие внутренние и внешние части шовных зон полифациальных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового термодинамических типов, образующихся по разновозрастным, обычно пелитовым породам – **глиноземистая формация фанерозойских складчатых поясов (гидротермально-метасоматический, уральский тип)**.

Высокоглиноземистые минералы группы кианита (кианит, силлиманит, андалузит) образуются при значительных колебаниях температуры и чаще всего в условиях высокого давления. Устойчивость минералов с возрастанием температуры как функция энергии кристаллической решетки находится в прямой зависимости от величины зарядов, входящих в нее ионов, и в обратной зависимости от их радиусов [1]. Кроме того, уменьшение ионного радиуса катиона, а также увеличение его координационного числа, в значительной мере определяют устойчивость минералов при возрастающем давлении [1, 5, 7].

Связь режима щелочности-кислотности с термодинамическими условиями метаморфических процессов легче всего представить, рассмотрев кристаллохимические особенности минералов, характеризующих различные метаморфические фации.

Общая последовательность минералов в кристаллохимическом ряду определяется энергией их кристаллических решеток и находит отражение также в возрастании изобарного потенциала образования силикатов  $\Delta Z$  от каркасных к островным [8].

Изменение минералов происходит в результате изменения энергетического состояния структурных частиц кристаллической решетки под воздействием внешних факторов. Неизбежным следствием этих изменений является уменьшение или увеличение расстояний между структурными частицами, что отражается в увеличении или уменьшении количества частиц в объеме решетки. В результате новая решетка, по сравнению с исходной, всегда уплотнена или разуплотнена. Степень уплотнения или разуплотнения отражает направленность в изменении внешних термодинамических факторов [9]. Используется величина структурной рыхлости « $\omega$ » кристаллических решеток минералов [7].

Результаты экспериментального изучения устойчивости алюмосиликатов в условиях меняющейся кислотности-щелочности и при различных температурах и давлениях объясняют появление различных парагенезисов высокобарических минералов на разных участках шовных зон в метаморфических комплексах Южного Урала. Общеизвестно, что в процессах динамотермального метаморфизма ведущей тенденцией в изменении состояния алюминия является переход его из четверной координации по кислороду в шестерную. Это сопровождается уменьшением молекулярного объема и увеличением плотности минералов, изменением коэффициента структурной рыхлости минерала –  $\omega$  [7].

Полевые шпаты в гнейсах и кристаллических сланцах устойчивы в щелочных условиях. Повышение температуры расширяет поле их устойчивости в сторону увеличения кислотности, а повышение давления резко сужает его [5].

Структурная рыхлость минералов плагиогнейсов, кристаллической решетки ортоклаза, микроклина  $\omega = 8,40$ , анортоклаза  $\omega = 7,80$ , альбита  $\omega = 7,75$ , биотита  $\omega = 7,62$ . Мусковиты устойчивы в более кислых средах, нежели полевые шпаты, но увеличение давления резко расширяет поле их устойчивости. Структурная рыхлость кварца  $\omega = 7,54$ , мусковита  $\omega = 7,40$ , пиррофиллита  $\omega = 7,20$ , парагонита  $\omega = 7,05$ . В более кислой среде устойчивы полиморфные модификации  $Al_2SiO_5$ , а появление той или иной модификации обусловлено РТ-параметрами системы. Структурная рыхлость андалузита  $\omega = 6,36$ , силлиманита  $\omega = 6,21$ , кианита  $\omega = 5,62$ , корунда  $\omega = 5,15$ . При формировании силлиманитовых парагенезисов в гнейсах мусковит не образуется, так как при высоких температурах он не устойчив.

Взаимодействие флюида и твердой фазы в некоторых проявлениях может иметь полярно-противоположный характер: с одной стороны, состав и состояние флюида является причиной смены минеральных ассоциаций, а с другой – наоборот, изменение состава твердой фазы под влиянием меняющихся Т-Р условий определяет состав сосуществующего с ней флюида [1, 5].

Выразительным примером такого двоякого взаимодействия может служить выщелачивание, которое осуществляется путем кристаллохимического фракционирования при метаморфизме (**метаморфогенный тип**) или в результате воздействия на твердую фазу активного кислого раствора (**метасоматический тип**).

В первом случае низковалентные ионы с большим радиусом в определенных термодинамических условиях, среди которых наибольшее значение имеет давление, оказываются неустойчивыми в кристаллической решетке большинства силикатов и уходят в раствор. Таким образом, формируются ассоциации, содержащие высокоплотные минералы, для которых характерна шестерная координация алюминия: кианит, пирроп-альмандиновый гранат, хлоритоид, ставролит и др. Геологически вполне четко устанавливается приуроченность таких ассоциаций к древним, архейско-протерозойским гнейсово-амфиболитовым комплексам, претерпевшим высокотемпературный и высокобарический метаморфизм. Так как рассматриваемые ассоциации возникают вследствие реакции породы на изменяющиеся термодинамические условия, их необходимо отнести к числу **метаморфических**, хотя формирование самих минеральных агрегатов осуществляется с помощью **метасоматического** механизма и не является вполне изохимическим, поэтому их нужно рассматривать как **метаморфогенно-метасоматические** [10].

Появление высокобарических парагенезисов в докембрийских метаморфических комплексах (Балтийский щит, Карелия, Украинский щит, Алданский щит, Урал и др.) связано не столько с гидротермально-метасоматическими преобразованиями (изменение кислотности-щелочности) пород глубинными флюидами, сколько с кристаллохимическим фракционированием, обусловленным селективным переходом под давлением в раствор «наименее надежно закрепленных» ионов в кристаллической решетке, которое меняет соотношение химических потенциалов компонентов в твердой и жидкой фазах, определяя, в частности, щелочность-кислотность и другие свойства раствора. Векторное стрессовое давление, возникающее в зонах тектонического сжатия, трансформируясь дилатационно-гидравлическим путем во флюидное давление с весьма высоким градиентом, стимулирует инфильтрационные процессы.

Поэтому кианит в плагиогнейсах гнейсовых ядер архейско-протерозойского возраста на Урале (*Уфалейского, Сысертско-Ильменогорского, Кочкарского, Адамовского, Джабык-Карагайского метаморфических комплексов*) образуется по биотиту, а не по алюмосиликатам – полевым шпатам или мусковиту, и минеральная ассоциация создается без кварца, в отличие от гидротермально-метасоматического способа образования кианит-кварцевых зон [10].

Аналогичное взаимоотношение минералов наблюдается и в *беломорском гнейсово-мigmatитовом комплексе* [11]. Кианит в этих породах рассматривается как типичный метаморфогенный минерал амфиболитовой фации. При этом отмечается обычная ассоциация его с биотитом, иногда с мусковитом. Обычной формой нахождения кианита являются идиоморфные призматические кристаллы длиной 0,5–5,0 мм. Характерно развитие кианита по биотиту. Крупные зерна кианита могут содержать включения граната, биотита, кварца, графита. Кроме метаморфогенного кианита в составе беломорского комплекса установлены кианитизированные горные породы с новообразованным, метасоматическим кианитом.

Поздний кианит во всех кианитизированных породах по формам выделения и взаимоотношению с другими минералами совсем иной, чем метаморфогенный кианит кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов. Метасоматический кианит совместно с кварцем замещает все минералы плагиогнейсов. Кроме этого, среди кианитизированных метасоматитов встречены кианит-кварцевые жилы, с кианитом в зальбандах [11].

Алюмокремниевые метасоматиты второй группы локализуются в шовных долгоживущих зонах складчатых областей. Чем лучше тектонически подготовлен район, тем мощнее и разнообразнее в нем проходили метасоматические процессы, тем больше они были специализированы в металлогеническом отношении. Образование алюмокремниевых метасоматитов обусловлено химическим воздействием инфильтрующегося раствора на горные породы, формируются в широком диапазоне температуры и давления тем интенсивней, чем активнее раствор и выше проницаемость пород. Естественно, для развития таких метасоматитов наиболее благоприятны зоны пониженных динамических нагрузок, чем и определяется приуроченность их к структурам растяжения, участкам повышенной трещиноватости и т. д. Соответственно, для возникающих ассоциаций характерны минералы более низкой структурной плотности, в которых алюминий в четверной координации преобладает над алюминием в шестерной координации: силлиманит, андалузит, мусковит, алюмохлориты и т. д.

Таким образом, образование месторождений высокоглиноземистых минералов связывается с метаморфическими комплексами архейско-протерозойского возраста и преобразование их во время палеозойского орогенеза. Метаморфогенно-метасоматический механизм образования кианитовых месторождений создает относительно стратифицированные залежи с крупными запасами, наибольшие из которых сконцентрированы на Кольском п-ове (свита Кейв), Карелии, Сибири и на Урале.

Детальное изучение кианитовых месторождений позволило установить полигенность и полихронность кианитовых руд, а также выделить три природных типа руд: *метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический и метасоматический*, которые различаются минеральным и гранулометрическим составами и характером сростаний кианита с другими минералами [10].

Кианитовые руды, представленные кианитовыми гнейсами, сланцами и различными метасоматитами, различаются характером кристаллизации кианита, формами его выделения и текстурными особенностями. Основанием подразделения кианитовых руд на морфогенетические типы служит также и то, что приемы и способы извлечения кианита и технологические показатели обогащения определяются такими свойствами кианита, как кристаллическая форма его выделений и агрегатное строение кристаллов, отсутствие или наличие в кристаллах кианита или их агрегатах посторонних механических минеральных примесей, в том числе и вредных, а также характер взаимоотношения кианита с сопутствующими минералами и вмещающей породой.

На Урале широко развиты месторождения метасоматических кианитовых кварцитов, реже силлиманитовых кварцитов, залегающих в шовных зонах, секущих силлиманит (кианит) содержащих гнейсы Адамовского, Кочкарского, Мурзинско-Адуйского, Уфалейского, Сысертского метаморфических комплексов [1, 5, 10].

Кианитовые кварциты представляют собой плотные породы, разбитые трещинами отдельности на крупные блоки. Кианит распределяется в кварцитах неравномерно: от единичных зерен до 40 – 50 %. В зонах высокой концентрации кианита, последний кристаллизуется в виде радиально-лучистых агрегатов светло-голубой окраски. Кианит образует радиально-лучистые агрегаты в кварците, в котором по границам зерен наблюдаются скопления пылевидного магнетита, реже появляется зерна рутила, пирита, гематита.

Кроме того, на метаморфогенных и метаморфогенно-метасоматических месторождениях обычно наблюдаются кварцевые жилы выполнения, имеющие в зальбандах андалузит, кианит или силлиманит, зачастую в парагенезисе с мусковитом [2, 5]. Концентрации высокоглиноземистых минералов в этих зонах представляют лишь минералогический интерес, промышленных концентраций не образуют.

Таким образом, образование месторождений высокоглиноземистых минералов связывается с метаморфическими комплексами архейско-протерозойского возраста. Метаморфогенно-метасоматический механизм образования кианитовых месторождений создает относительно стратифицированные залежи с крупными запасами, наибольшие из которых сконцентрированы на Кольском п-ове (свита Кейв), Сибири и на Урале.

Сравнение Уральских кианитов (пробы БР, БС, КУ, КТ, СВЛ) с кианитом свиты Кейв (пробы КЕЙ) методами математической статистики и факторного анализа показал их сходство по минеральным включениям и примесям, по химическому составу, содержанию редких и редкоземельных элементов. Установлено, что наиболее загрязненными по минеральным примесям и химическому составу оказываются наиболее ранние метаморфогенные кианиты призматического и конкреционно-лучистого промышленного типа (КЕЙ–5, 11, 12, 20). Менее загрязненным оказывается параморфический тип кианита по хиастолитам (КЕЙ–15, 19) и порфиробластический кианит кианитовых кварцитов и зон перекристаллизации (КЕЙ–1, 8, БР–1, БС–1, 10, КТ–1). Наиболее чистыми оказываются поздние кианиты голубого цвета (КЕЙ–16, КУ–2/7) и андалузит розового цвета (СВЛ–531), образующие оторочки в зальбандах кварцевых жил, к сожалению, они имеют очень небольшие масштабы распространения и соответственно запасы. В техногенных отложениях Андреево-Юльевской россыпи преобладает порфиробластический кианит, достаточно чистый (БС–1), к тому же он в значительной мере уже обогащен.

*Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России: ...», руководитель проекта академик РАН В.А. Коротеев.*

### Литература

1. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
2. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Недра. 1967. 298 с.
3. Добрецов Н. Л. Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Недра, 1975. С. 36–50.
4. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л., 1983. 127 с.
5. Огородников В.Н. Закономерности размещения и условия образования кварцево-жильных хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала. Автореферат дис.... д-ра геол.-минер. наук. Екатеринбург, 1993. 28 с.
6. Наливкина Э. Б. Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1977. С. 10–14.
7. Ицксон Г. В. Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.
8. Летников Ф. А. Проблемы метасоматоза. М.: ВСЕГЕИ, 1965. С. 116–123.
9. Евзикова Н. З. Минерал. Сб. Львов. ун-та. 1966. № 20, вып. 3. С. 352–358.
10. Коротеев В.А., Огородников В.Н., Войтеховский Ю.Л., Щипцов В.В. и др. Небокситовое алюминиевое сырье России. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2011. 228 с.
11. Щербакова Т.Ф. Геология метаморфических комплексов. Свердловск, изд. СГИ, 1982. С. 58–63.

## ТИПЫ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Косарев А.М., Серавкин И.Б.

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, amkosarev@mail.ru*

1. Палеозойский вулканизм Южного Урала развивался полициклически и стадийно. От кембрия до раннего карбона сформировался ряд вулканогенных формаций, отвечающих различным палеогеодинамическим обстановкам. Главные стадии развития Южного Урала в рамках Сакмарской зоны и Магнитогорского мегасинклиория, следующие: 1 – континентального рифтогенеза (Є–О), 2 – океаническая (О<sub>2</sub>–S<sub>1</sub>); 3 – островодужная (D<sub>1</sub>–D<sub>3</sub>); 4 – коллизионная (С–Р) [2, 3, 5].

2. Базальты островодужной стадии несут черты надсубдукционных образований, что проявляется в наличии негативных аномалий ВЗИ и положительных аномалий элементов КИР и ЛРЗЭ. В трех островодужных циклах (D<sub>1e2</sub>–D<sub>2ef1</sub>; D<sub>2ef2</sub>–D<sub>3f1</sub>; D<sub>3f2</sub>–fm) последовательно уменьшаются количества вулканитов бонинитовых и толеитовых серий и возрастают объемы известково-щелочных и шошонитовых вулканитов. Этот тренд связан с погружением субдукционной плиты в восточном направлении [2, 5, 6, 8], углублением зоны магмообразования и понижением от цикла к циклу и от фронтальной зоны к тыловой объемов субдукционных флюидов. Количество последних контролирует процесс выплавления магм и объемы выплавок, приток флюидов обеспечивает подъем мантийного диапира.

3. Колчеданосные комплексы (табл.) входят в состав реконструированных палеовулканических зон, среди которых выделены следующие (с 3 на В): Вознесенско-Присакмарская зона аккреции и серпентинитового меланжа (ГУР), фронтальная островная дуга, развитая островная дуга, зона внутридугового спрединга, остаточная тыловая островная дуга, зона задугового спрединга [4–6, 8].



Рудовмещающие комплексы и колчедонное оруднение Магнитогорской мегазоны Южного Урала

№ пп	Рудовмещающие комплексы	Возраст	Формация	Петрохимическая серия	Тип оруднения	Запасы в вулканических комплексах [3] Cu   Zn в тыс. тонн				
1	Ивановский	D <sub>1e</sub>	У+Б-Р	ДГ+Т-БОН	Co-Cu	80				
2	Бурибайский	D <sub>1e2</sub> <sup>1</sup>	Б-Р	Т-БОН-ИЩ	Cu>Zn	2810				
3	Баймакский	D <sub>1e2</sub> <sup>2</sup>	Б-А-Д-Р	ИЩ	Zn>Cu+Au	1047				
4	Маканский	D <sub>1e2</sub> <sup>2</sup>	Б-А-Д-Р	ИЩ-ТОД	Cu>Zn	700				
5	Гайский	D <sub>1e2</sub> <sup>2</sup>	Б-Р, Б-А-Д-Р	ИЩ-ТОД-БОН?	Cu>Zn	10041				
6	Подольский	D <sub>2ef1</sub> <sup>1</sup>	Б-Р, Б-А-Д-Р(г)	ТОД-ПИЩ	Cu>Zn	3070				
7	Джусинский	D <sub>2ef1</sub>	Б-А-Д-Р	ШОШ-ИЩ	Zn-Cu-Pb	657				
8	Восточно-Подольский	D <sub>2ef1</sub> <sup>2</sup>	ТД-Р	ПИЩ-ШОШ	Zn-Cu-Pb	164				
9	Домбаровский	D <sub>1e2</sub>	Б	ТО	Cu	1372				
10	Учалинский	D <sub>2ef2</sub> <sup>1</sup>	Б-Р	ТОД	Zn>Cu	9542				
11	Сибайский	D <sub>2ef2</sub> <sup>2</sup>	Б-Р	ТОД	Zn>Cu	2927				
12	Верхнеуральский	D <sub>2ef2</sub> <sup>2</sup> -zv <sub>1</sub>	Б-А-Д-Р	ПТОД-ИЩ	Zn>Cu+Pb	6900				
13	Александринский	D <sub>2ef2</sub>	Б-Р	ТОД-ИЩ-СЩ	Zn-Cu-Pb	559				
14	Буруктальский	D <sub>2</sub>	Б-А-Д-Р	ПИЩ-ТОД	Co-Cu					

10 8 6 4 2 0  
тысяч тонн

Примечания. Сокращения. Формации: У – ультрабазитовая, Б-Р – базальт-риолитовая, Б-А-Д-Р – базальт-андезит-дацит-риолитовая, Б-А-Д-Р (г) – базальт-андезит-дацит-риолитовая гибридная, ТД-Р – трахидацит-риолитовая, Б – базальтовая. Петрохимические серии: ДГ – дунит-гарцбургитовая, Т-БОН – толеит-бонинитовая, ИЩ – известково-щелочная, ТОД – толеитовая островодужная, ПИЩ – переходная известково-щелочная, ШОШ – шошонитовая, ТО – толеитовая океаническая, ПТОД – переходная толеитовая островодужная (с известково-щелочным уклоном), СЩ – субщелочная.

**Вознесенско-Присакмарская зона серпентинитового меланжа** (ГУР) представляет собой полихронную аккреционную призму с возрастом отдельных фрагментов от ордовика до карбона и перми. Колчеданосные вулканы и габброиды принадлежат островодужной толеит-бонинитовой серии (D<sub>1e2</sub>?) – возрастному и геохимическому аналогу бурибайского колчеданосного комплекса Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ). Оруднение относится к Co-Cu-колчеданному типу, залегает в основании ивановского вулканического комплекса в брекчиях серпентинизированных ультрабазитов. Оруднение этого типа формировалось в преддуговой зоне, на островодужном склоне глубоководного желоба [3, 4].

**Фронтальная островная дуга** (ЗМЗ) представлена Тубинско-Гайским вулканическим поясом, сложенным вулканиками бурибайского (D<sub>1e2</sub><sup>1</sup>) комплекса контрастной толеит-бонинитовой и известково-щелочной серий и верхнетаналыкского (D<sub>1e2</sub><sup>2</sup>) комплекса магнезиальных известково-щелочной и островодужной толеитовых серий. Объем последней возрастает с севера на юг от Баймакского района с мелкими Au- колчеданно-полиметаллическими месторождениями к среднему Макан-Октябрьскому месторождению уральского III типа (Cu>Zn) и к суперкрупному Гайскому месторождению уральского III типа (Cu>Zn). Оруднение Юбилейного, Макан-Октябрьского и Гайского месторождений залегает в верхней части бурибайского и верхнетаналыкского комплексов [4, 6, 8].

**Развитая островная дуга** (D<sub>2ef1</sub>, ЗМЗ) сложена вулканиками безрудного северо-ирендыкского и колчеданосного южно-ирендыкского комплексов. Вулканы первого относятся к толеитовой островодужной, известково-щелочной и субщелочной сериям, второго – к толеитовой островодужной, переходной от толеитовой к известково-щелочной и к известково-щелочной переходной к шошонитовой. Рудосносный Подольский комплекс содержит значительные объемы гибридных пород. Подольское крупное месторождение залегает в нижней части разреза (ir<sub>1-2</sub>) и относится к уральскому III типу. Восточно-Подольское среднее месторождение залегает в верхах разреза (ir<sub>3</sub>), принадлежит к колчеданно-полиметаллическому типу. Рудовмещающие кислые породы (трахидациты) имеют характеристики переходные к шошонитовой серии [4, 6].

**Остаточная тыловая островная дуга** (D<sub>2ef1</sub>) реконструирована в Восточно-Магнитогорской зоне (ВМЗ). На юге зоны реликты этой дуги составляет джусинский непрерывный вулканический комплекс шошонитовой серии, вмещающий средние по запасам колчеданные полиметаллические месторождения Джусинское и Барсучий Лог. Северный фрагмент тыловой островной дуги представлен зингейским безрудным комплексом (D<sub>2ef1</sub>) известково-щелочной серии. Оба эти комплекса одновозрастны с ирендыкским комплексом. Это позволяет предполагать, что джусинский и зингейский вулканические комплексы являются отщепленным фрагментом тыловой островной дуги [4, 6].

**Зона внутривдугового спрединга** сложена базальт-риолитовым карамалыташским (D<sub>2ef2</sub>) вулканическим комплексом и его возрастными аналогами в ВМЗ. Этот комплекс сформировался в начале D<sub>2ef</sub>-D<sub>3f1</sub> цикла вулканизма в зоне расщепления Ирендыкской островной дуги на границе развитой и тыловой островодужных зон. Карамалыташский (km) комплекс вмещает колчеданные месторождения

II подтипа ( $Zn > Cu$ ) уральского типа [6], представителями которого является крупные Сибайское, Учалинское и Новоучалинское медно-цинковоколчеданные месторождения. Рудовмещающий кп комплекс формировался над зоной субдукции восточного падения. Он сложен островодужными толеитовыми базальтами с характерными низкими концентрациями Ti, Zr, Nb, Cr, K, свидетельствующими об участии субдукционных флюидов в их петрогенезе. Совокупность материалов позволяет выделять три геодинамических обстановки формирования карамалыташского комплекса и его возрастных аналогов: 1 – над-субдукционную; 2 – надсубдукционную тыловую; 3 – обстановку спрединговой зоны вне влияния зоны субдукции [4].

**Джаилганско-Киембаевская зона задугового спрединга** ( $D_{1e1-2}$ ) расположена в Домбаровском районе. В этой зоне формировались средние по запасам руд медноколчеданные цинксодежающие ( $Cu > Zn$ ) месторождения Домбаровского рудного района. Рудные тела Летнего месторождения располагаются в верхней части разреза киембаевской свиты ( $D_{1e2}$ ), сложенной толеитовыми умереннотитанистыми ( $TiO_2$  1,1–2,08%) субокеаническими пиллоу-базальтами. Для них характерны низкие содержания  $K_2O$  (0,04–0,24%), повышенные  $Na_2O$  (1,7–4,89%). По соотношениям Zr и Ti, Ti и Cr, Cr и Ni, Ni и Co они близки к толеитам COX [4]. Присутствие на спайдердиаграммах породе/N-MORB слабых негативных аномалий Nb, Zr, Y и положительной Sr, свидетельствует о наличии в химизме базальтов островодужного уклона [2, 4, 6].

5. Важное рудогенерирующее значение в колчеданообразующих системах имеют кислые магмы, что подтверждает их обогащенность хлором, установленная по составу апатитов из кислых пород колчеданосных вулканических комплексов [7]. Изучение составов расплавных и флюидных включений в кварце кислых пород колчеданных месторождений Южного Урала [1], показало высокую насыщенность рудными металлами первичного магматического флюида и кислого магматического расплава.

6. Геохимические особенности базальтов Южного Урала и их геодинамическая позиция хорошо увязываются с продуктивностью на колчеданное оруденение. По экспериментальным данным и модельным построениям концентрации в исходных магмах  $MgO$ , ВЗИ, КИР и РЗЭ контролируются объемами водной флюидной фазы и степенью плавления мантийного субстрата. Концентрации  $TiO_2$ , Zr и значения отношений  $La/Yb$ , в базальтах, зависящие от степени плавления мантийного субстрата и парциального давления водного флюида, коррелируются с запасами рудного вещества ( $Cu+Zn$  в тыс. тонн) в рудных районах Южного Урала [4].

7. Зональность вулканических зон вкост их простираения с запада на восток по направлению погружения субдукционной плиты, заключается в нарастании в восточном направлении калиевоности и концентраций элементов КИР в вулканитах более молодых комплексов [2, 4–6, 8]. Одновременно, вместе с нарастанием калиевоности, обнаруживается смена колчеданных месторождений медного ( $Cu > Zn$ ) и цинково-медного ( $Zn > Cu$ ) типов на колчеданно-полиметаллическое оруденение [6].

*Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 27П РАН, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.*

## Литература

1. Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпухина В.С. и др. Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Доклады АН, 2012. Т. 443. № 3. С. 347–351.
2. Вулканизм Южного Урала / И.Б.Серавкин, А.М.Косарев, Д.Н.Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
3. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
4. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Колчеданосность Южного Урала: корреляция запасов Cu и Zn с геохимическими характеристиками базальтов рудных районов. – Доклады Академии Наук, 2010, том 434, № 6, с. 1–5.
5. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146с.
6. Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана / Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.
7. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 394 с.
8. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: ИГ иГ УрО РАН, 1998. 203 с.

## ГЕОЛОГИЯ И U-Pb ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ (LA-SF-ICP-MS) КАЛБА-НАРЫМСКОГО ГРАНИТНОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Котлер П. Д.<sup>1,2,3</sup>, Хромых С. В.<sup>1,2</sup>, Владимиров А. Г.<sup>1,2,3</sup>, Навозов О. В.<sup>4</sup>, Хубанов В. Б.<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, 630090, Россия (pkotler@yandex.ru)

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup>Томский государственный университет, Томск, 634050, Россия

<sup>4</sup>ТОО «Геологоразведочная компания «Топаз», Усть-Каменогорск, 070001, Республика Казахстан

<sup>5</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, 670047, Россия

Калба-Нарымский гранитоидный батолит, расположенный на территории Восточного Казахстана, представляет собой один из крупнейших интрузивов на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса. Батолит является важнейшей частью Алтайской коллизионной системы, сформированной в позднем палеозое при коллизии Сибирского и Казахстанского континентов [1, 2]. Породы батолита прорывают девон-каменноугольные отложения Калба-Нарымского террейна, который интерпретируется как преддуговой бассейн. С северо-востока Калба-Нарымский батолит ограничен Иртышской сдвиговой зоной, которая является крупнейшим трансрегиональным разломом в Центральной Азии.

Систематические геологические исследования Калба-Нарымского батолита велись вплоть до конца 80-х годов прошлого века в связи с разработкой редкометалльных месторождений (Li-Rb-Cs, Ta-Nb, Sn-W, Au). Результатом явилось создание нескольких детальных схем корреляции магматизма [3, 4, 5]. В последние годы в результате работ по геологическому доизучению площадей масштаба 1:200 000 (ГДП-200) территории Западно-Калбинской и Калба-Нарымской зон, проведенных ТОО ГРК «Топаз» (г. Усть-Каменогорск), удалось получить новый фактический материал по магматизму региона и, на основании прямых геологических наблюдений и определений возраста [6], уточнить последовательность формирования интрузивных комплексов Калба-Нарымского батолита.

Наиболее ранние – кунушский и калгутинский, породы которых слагают мелкие единичные гипабиссальные массивы, вулканические и вулканолитовые структуры, а также даковые пояса северо-западного простирания. Они представлены биотитовыми плагиогранитами (кунушский комплекс), калий-натровыми гранодиоритами и гранитами, дацитами и риодацитами (калгутинский комплекс). Основным объемом (ок. 70%) Калба-Нарымского батолита слагают породы калбинского комплекса, формирующие крупные пластообразные массивы мощностью до 2–3 км, сложенные биотитовыми гранодиоритами, биотитовыми и двуслюдяными гранитами. С гранитами калбинского комплекса традиционно связываются поля и пояса редкометалльных гранитных пегматитов, формирующих крупные месторождения Li, Be, Cs, Ta и Nb. Наиболее поздними являются породы монастырского и каиндинского комплексов, формирующие цепочку крупных самостоятельных изометричных массивов по юго-западному флангу батолита. Монастырский комплекс представлен двуслюдяными гранитами и лейкогранитами, каиндинский – порфировидными биотитовыми гранитами.

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar геохронологические исследования проводились по монофракциям магматических амфиболов и слюд в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). U-Pb геохронологические исследования выполнены методом LA-SF-ICP-MS в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) и SHRIMP-II в ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Результаты датирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита сведены в табл. 1.

Полученные геохронологические данные позволяют определить максимальный интервал формирования гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита в ~ 30 млн лет (310–280 млн лет – от начала позднего карбона до конца ранней перми). При этом, основываясь на U-Pb изотопных данных, можно выделить три этапа формирования батолита: 1) 310 – 300 млн лет: калгутинский и кунушский комплексы; 2) 297–290 млн лет: гранодиориты 1-й фазы калбинского комплекса и редкометалльные гранитные пегматиты; 3) 288 – 281 млн лет: граниты второй фазы калбинского комплекса, каиндинский и монастырский комплексы. Результаты <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования в целом подтверждают выделение данных этапов, а более молодые значения <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возрастов (до 270 млн лет) могут быть интерпретированы как результат более позднего закрытия K-Ar изотопной системы в биотите (T = 350–300 °C) при подъеме батолита с глубины формирования к поверхности. По всей видимости, подъем батолита происходил синхронно с тектоническими событиями в ходе реактиваций Иртышской сдвиговой зоны (280–275 млн лет и 270–265 млн лет, [7]).

# ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Результаты датирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита

Комплекс, массив	Порода	№ пробы,	U-Pb возраст, млн лет, кол-во определений	Ar-Ar возраст, млн лет (минерал)
<b>Калгутинский комплекс</b>				
Курчумский массив	гранодиорит, первая фаза	X-1052	308.1 ± 1.4 (n = 47)	291.6 ± 2.3 <i>биотит</i>
	гранодиорит, вторая фаза	X-1047	303.5 ± 1.1 (n = 46)	277.7 ± 2.5 <i>биотит</i>
Раздольненский, Черно- винский массивы, дайки в южной и центральной частях КНБ	гранодиориты, граниты			от 301 ± 6 до 272 ± 1 <i>амфибол, биотит</i> (n = 5)
<b>Куношский комплекс</b>				
Жиландинский, Точкин- ский массивы [Куйбида и др., 2009]	плагииграниты		306 ± 9 * 299 ± 2 *	
Дайки в южной части КНБ	плагииграниты			от 289 ± 5 до 281 ± 7, <i>амфибол, биотит</i> (n = 2)
<b>Калбинский комплекс</b>				
Асубулакский массив	гранодиорит, первая фа- за	X-1056	296.6 ± 1.3 (n = 45)	284.9 ± 2.2 <i>биотит</i>
Черновинский массив	гранодиорит, первая фа- за	X-1045	292.9 ± 1.9 (n = 49)	280.6 ± 3 <i>биотит</i>
	м/з гранит, вторая фаза	X-1042	285.8 ± 3.4 (n = 9)	
	с/з гранит, вторая фаза	X-1043	285.7 ± 1.3 (n = 27)	
Приртышский, Песчан- ский, Нарымский масси- вы	граниты			от 289 ± 3 до 275 ± 3 <i>биотит</i> (n = 4)
Месторождения Асубу- лак, Белогорское Кварце- вое	<b>Редкометалльные гранитные пегматиты</b>			от 295 ± 4 до 281 ± 2 <i>мусковит, лепидолит</i> (n = 12)
<b>Монастырский комплекс</b>				
Войлочевский массив	лейкогранит	X-1041	283.3 ± 1.9 (n = 20)	281.2 ± 2.3 <i>биотит</i>
Сибинский массив	лейкогранит	8-03-10	284.2 ± 3.8 * (n = 10)	
Монастырский, Сибин- ский, Войлочевский, Ка- индинский, Мирлобов- ский массивы	лейкограниты			от 285 ± 3 до 271 ± 3 <i>биотит</i> (n = 6)
<b>Каиндинский комплекс</b>				
Черновинский массив	порфировидный гранит	X-1044	288.1 ± 1.2 (n = 37)	282.5 ± 2.1 <i>биотит</i>
Шибендинский, Черно- винский, Мирлобов- ский, Сергеевский, Кемиркаинский массивы	граниты			от 295 ± 1 до 269 ± 3 <i>биотит, мусковит</i> (n = 5)

\* Данные получены с использованием SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург.

Геохронологические данные по гранитоидам Восточного Казахстана совпадают с данными о возрасте магматизма Северо-Западного Китая – 320–270 млн лет для гранитоидов, габброидов и трапповых базальтов Таримского и Джунгарского, формирование которых отвечает Таримской крупной изверженной провинции [8].

## Литература

1. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 49–75.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1321–1338.

Петрозаводск, 15–20 сентября 2015 г.

3. Лопатников В.В. и др., Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // М.: Наука. 1982. 248 с.
4. Дьячков Б.А. и др. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса // Алматы: Гылым, 1994. – 208 с.
5. Щерба Г.Н. и др., Большой Алтай: Геология и металлогения. Том 1: геологическое строение // Алматы: Гылым, 1998. – 304 с.
6. Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы, 2011. № 2. С. 32–40.
7. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1347–1351.
8. Xu, YG; Wei, X; Luo, ZY; Liu, HQ; Cao, J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // Lithos. 2014. V. 204. P. 20–35.

## ФЛЮИДИЗАТНЫЙ ГЕНЕЗИС ХРОМИТОВЫХ РУД АГАРДАГСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

Кузьмин И.А.

ГП КК «КНИИГиМС», Красноярск, [kyigan@yandex.ru](mailto:kyigan@yandex.ru)

Генезис хром-платиноидного оруденения в гипербазитовых массивах разных районов Мира, несмотря на многолетние интенсивные исследования, до сих пор остается одной из нерешенных проблем рудной геологии и петрологии.

При проведении поисково-оценочных работ в пределах Агардагского гипербазитового массива (юго-западная Тува) установлены факты, позволяющие говорить о флюидизатном характере концентрации хромитовых руд.

Агардагский массив входит в состав Южно-Тувинского гипербазитового пояса, локализованного в зоне Агардагско-Окинского разлома и представляющего собой линейamentную структуру северо-восточного простирания протяженностью более 100 км. Массив является наиболее крупной структурой, которая находится в юго-западной части гипербазитового пояса. Протяженность массива составляет 23 км при ширине от 1 до 4 км.

В геологическом строении Агардагского гипербазитового массива принимают участие в разной степени серпентинизированные дуниты, перидотиты (в основном гарцбургиты, реже верлиты и лерцолиты), пироксениты (диаллагиты, реже вебстериты и энстатиты), а также небольшие тела габбро-амфиболитов. Перечисленные породы отнесены к актовракскому дунит-гарцбургитовому комплексу позднеерифейского возраста. Вдоль северо-западного экзоконтакта ультрамафитов развиты граниты. В пределах массива часто встречаются крупные олистолиты вмещающих пород – известняков, сланцев и кварцитов.

Мелкие тела мезозойских интрузивных образований представлены долеритовым дайковым комплексом и штокообразными телами щелочных лампрофиров (кампитониты, керсантиты и вогезиты), а также метасоматическими жильными образованиями родингитов, брекчиевых карбонатных метасоматитов, травертинов, что говорит об интенсивном развитии флюидизатных процессов в пределах массива.

Предшествующими работами в пределах массива выявлено около 150 проявлений хромититовых руд, из которых половина в коренном залегании остальные в делювиальных свалах или в виде глыб в неогеновых песках.

В гравитационном поле массива (в редукции Буге с  $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$ ) фиксируется две гравитационные ступени (флексуры), разделяющие площадь на три относительно равные зоны – положительные юго-западную и северо-восточную, а также отрицательную – центральную. В геологическом плане гравитационные ступени соответствуют крупным поперечным дизъюнктивам с элементами миллонитизации и брекчирования пород.

В пределах Центрального блока установлено крупное проявление № 7, которое является наглядной моделью взрыво-инъективного генезиса формирования хромититовых руд. Проявление расположено в корытообразном понижении северо-восточного простирания и протяженностью около 1,5 км при ширине около 300 м.

Пониженная форма рельефа представляет собой тектонически ослабленную зону (зону повышенной проницаемости) на большую часть, которой наложена молодая грабенообразная структура, ограниченная разломами сбросового характера и выполненная неогеновыми песками мощностью более 20 м.

Породы в пределах зоны подвержены интенсивной метасоматической проработке и представлены апоперидотитовыми серпентинитами импрегнированными густой сетью жил магнезита и жильного серпентина. По трещинам часто наблюдается развитие натечков, корочек желто-оранжевого хроматита ( $\text{Ca}[\text{CrO}_4]$ ), бурого лимонита и прожилков полупрозрачного кальцита. Реже наблюдается убогая прожилково-шиповая минерал-

лизация хромшпинелидов. В пределах зоны широкое распространение имеют дайкообразные тела хлорит-карбонат-серпентинитов (офитовые серпентиниты) мощностью до 20 м с крупными (до 5 м) амeboобразными нодулями (будинами) сплошными и густовкрапленными хромититовых руд. Контакты с серпентинизированными перидотитами – резкие (секущие) и часто сопровождается инъекциями магнезита. Участками хлорит-серпентиниты имеют оспинную текстуру за счет мелких (1–2 мм) оолитовых выделений магнезита или целиком пронизаны мелкой сетью жилков магнезита.

В плане оруденение в хлорит-серпентинитах чаще имеет вид амeboвидных и червеобразных гигантских нодулей сплошной или густовкрапленной хромитовой руды размером 0,3–5,0 м в диаметре и глубиной до 8 м. Реже руды встречаются в виде жил мощностью около 1 м, причем к поверхности наблюдается плавное их выклинивание и появление над жильными телами рудных нодулей. Иногда в густовкрапленных рудах и в офитовых серпентинитах наблюдаются вкрапления пакетов слюды (флогопит) размером до 3 мм, что говорит об участии в процессе флюидных возгонов.

Нередко в серпентинитах наблюдаются ксеногенные валуны слабо измененных перидотитов, очевидно захваченных гелеподобным раствором при внедрении и при этом часто характерно наличие многослойной «скорлупы» из офитового серпентина.

Инъекции серпентиновых растворов происходили многократно, что подтверждается наличием брекчий, в которых остроугольные и полуокатанные обломки раннего серпентина или хромититовой руды сцементированы более поздней магнезит-серпентиновой массой.

Инъективный характер стволых и дайкообразных тел является, скорее всего, результатом выдавливания низкотемпературных ( $\leq 300^\circ$ ) образований по трещинным каналам при неотектонических подвижках, при которых происходит последовательное внедрение – сначала менее плотного хлорит-серпентинитового раствора с магнезитом, затем более тяжелого хромитового с образованием жильных тел. Процесс ликвации приводит к образованию нодулярного типа руды.

По данным петрографического анализа серпентиниты представлены серпентином ~ 60–80%, псевдоморфозами по энстатиту ~ 5–20%, карбонатом ~ 5–30% отмечаются также хлорит, магнетит и хромшпинелид. Основная серпентиновая масса сложена пластинчатыми зернами антигорита или спутано-волокнистыми агрегатами хризотила. Реже встречаются лизардит и бастит. Среди серпентиновой массы отмечаются также тонкие жилки регенерированного **новообразованного оливина**. Псевдоморфозы по энстатиту имеют серпентино-оливиновый состав, при этом внутренние части сложены серпентином, а по периферии они замещаются **каймой регенерированного оливина**. Иногда пластинчатые индивиды новообразованного оливина вдоль исходной спайности проникают во внутренние части псевдоморфоз.

При флюидизатном процессе происходит растворение пород вмещающей рамы агрессивными флюидами в трещинно-пористых средах глубинных разломов и последующее их перемещение в верхние горизонты в виде гелеподобной массы, где происходит литификация продуктов инъекций в форме жил или стволых структур. Воздействие серной кислоты на оливин перидотитовых пород приводит к образованию ионизированного раствора, а затем под воздействием ионов воды и углекислого газа образуется серпентиновая масса с магнезитом ( $4\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{H}_2 + 2\text{CO}_2 + 4\text{OH} = \text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 2\text{MgCO}_3$ ). При гидролизе пироксенов образуется серпентин, кальцит и кремнистые образования –  $6\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6] + 2\text{H}_2 + 6\text{CO}_2 + 4\text{OH} = \text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 6\text{CaCO}_3 + 8\text{SiO}_2$ .

Кислотный остаток серной кислоты способствует образованию эпсомитовых солей отлагаемых вдоль подножия массива в зоне основного разлома, а выделяемый кремнезем образует песчаные дайки кварцевого состава.

Концентрация хрома происходит вследствие плотностной дифференциации растворенного субстрата гипербазитов в промежуточных камерах трещинно-пористой среды тектонических зон. Не исключено, что обогащение хромшпинелидов происходит за счет растворения хромсодержащих карбидов (хамрабаевит, изовит) присутствующих в рудах хромититовых месторождений. Ксеногенные карбиды – когенит, муассанит, хамрабаевит часто встречаются в алмазоносных породах флюидизатного происхождения (кимберлиты, лампроиты и др.). Возможно, этим обстоятельством объясняется факт, установленный В.Р. Шмелевым с соавторами констатирующие, что хромиты большинства месторождений по сравнению с акцессорными хромшпинелидами из вмещающих гипербазитов обладают более высокими содержаниями хрома и повышенной магнезиальностью.

В пределах фланговых блоков, где проявлен поздний магматизм (девонский и мезозойский) рудоносные серпентиниты подвержены воздействию молодых интрузий вследствие чего наблюдается их ороговикование, оталькование или десерпентинизация вплоть до преобразования во вторичные дуниты.

В результате приведенных фактов можно сделать следующие выводы:

– Процесс хромитообразования на Агардагском массиве носит эпигенетический характер по отношению к вмещающим гипербазитам и связан с возгонами агрессивных флюидов, благодаря которым образуются низкотемпературные растворы – флюидизаты.

– Источником агрессивных флюидов является дегазирующий астеносферный субстрат. Продукты дегазации в условиях относительно холодной литосферы приводят к синтезу и конденсации водородных соединений, в том числе и различных кислот. В условиях повышенных температур возможно образование серной кислоты с температурой кипения при атмосферном давлении – 300 °С. Воздействие агрессивных флюидов приводит к растворению пород вмещающей рамы в промежуточных камерах (в трещинно-пористых средах глубинных разломных зон). В дальнейшем происходит нейтрализация кислотной составляющей и гидролиз частиц взвеси, образуя большие массы серпентина.

– Концентрация хромита происходит вследствие плотностной дифференциации или холодной ликвации растворенного субстрата гипербазитов в промежуточных камерах трещинно-пористой среды тектонических зон. Эксплозивно-инъективная природа стволых и дайкообразных тел рудоносных серпентинитов жильного типа является, скорее всего, результатом выдавливания низкотемпературных ( $\leq 300^\circ$ ) образований по трещинным каналам при тектонических подвижках.

– Обогащению хромшпинелидов трехокисью хрома (до 70%), скорее всего, способствует диссоциация карбидов хрома под воздействием флюидных возгонов.

– Образование гнездово-шипового оруденения магматического генезиса возможно только за счет прохождения интрузивных расплавов сквозь ранее сформированные рудные скопления флюидизатного или метасоматического генезиса. Дунитовая оторочка, сопровождающая рудные тела на месторождениях Урала, вероятно, является продуктом десерпентинизации флюидизатных серпентинитов при термальном воздействии.

Такой подход снимает многие противоречия как магматической, так и метасоматической (флюидизатной) концепций.

## ЕЩЕ РАЗ О ПОПИГАЙСКОЙ СТРУКТУРЕ

Курганьков П.П., Кузьмин И.А.

*Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья  
(ГП КК «КНИИГиМС»), г. Красноярск, kpp@kniigims.ru*

Попигайская структура, выделенная в начале 50-х годов, изначально трактовалась как сложный вулканотектонический грабен на своде кайнозойского поднятия. В начале 70-х годов группой геологов ВСЕГЕИ под руководством В.Л. Масайтиса была выдвинута гипотеза о метеоритно-взрывном генезисе котловины. Безусловно, наличие некоторых признаков не противоречат обоим мнениям, но в тоже время ряд других установленных фактов вынуждает усомниться в правильности предлагаемых решений и позволяет говорить об особом виде эндогенной активности, связанной с накоплением легковоспламеняющихся флюидов и последующей серией камуфлетных взрывов.

В тектоническом плане Попигайская структура расположена в области сочленения двух надпорядковых структур Сибирской платформы – Анабарской антеклизы и Лено-Анабарского прогиба и локализуется в зоне пересечения древних глубинных разломов (в зоне повышенной проницаемости литосферы). Попигайская структура приурочена к области древнего поднятия, существовавшего еще в палеозое и эродированного в период куполообразного воздымания, предшествующего образованию Попигайского кальдерообразного обрушения (характерный признак флюидизатных процессов).

Большинством исследователей возраст образования «кальдеры» признается палеогеновым, но процесс формирования структуры, скорее всего, был более длительным и начался еще, видимо, в средней юре. Это подтверждается присутствием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в юрско-меловых отложениях, которые встречаются в виде глыб среди «импактитов» (мегабрекчия). По возрасту начальный этап формирования структуры совпадает с процессом коллизионного сжатия и последующего эшелонированного надвигания на восточную окраину Сибирской платформы Верхоянского терригенного комплекса с образованием складчатого сооружения, а также Предверхоянского и Лено-Анабарского прогибов.

Установлено сложное строение дна кальдерообразного прогиба, с внутренним поднятием, в свою очередь, со своим кальдерообразным прогибом, имеющим вид кольцевого вала шириной 5–8 км и диаметром около 50 км. В рельефе поверхности дна внутренней «кальдеры» выделяется небольшое (10–15 км) центральное поднятие. Такая сложность строения дна не характерна для кратеров образованных приповерхностным взрывом или ударом твердого тела. Очевидно, что взрывная деятельность проявлялась неоднократно, а заполненность кальдеры explosивным материалом говорит о камуфлетном характере взрывов.

Поднятия, в центре уже существующих кальдер, известны в современной вулканологии и названы Смитом и Бейли возрожденными кальдерами (resurgent calderas) типа Валлис. Образование подобных кальдер связано с неоднократными извержениями классических палеовулканов с излиянием лавовых потоков; формирование же Попигайской структуры происходило только за счет возгонов нагретых газовой-жидких флюидов из недр земли и ряда подземных взрывов легко воспламеняющихся фракций (газово-флюидная модель), с выбросом тефры и туфизитового материала. Такой вывод подтверждается наличием горизонта низкого электрического сопротивления погружающегося к периферии котловины, установленного по данным МТЗ на глубинах от 7 до 23 км, который объясняется как остаточный коллектор жидких флюидов.

Дно кальдеры (цоколь) сложено сильно трещиноватыми блоками кристаллических пород фундамента архейского и раннепротерозойского возраста (аутигенная брекчия) часто пронизанные сетью жил псевдоталкитового материала мощностью до 3–5 м или мелкообломочным тагамитом. В породах часто отмечается высокие содержания графита. На породах цоколя кальдеры залегают взрывные кластиты (аллогенные брекчии) и криптовулканы (импактиты) – зювиты и тагамиты. Аллогенные брекчии подразделяются на крупноблочные мегабрекчии (от первых десятков метров – до 1,5 км), грубообломочные (до первых метров) и псаммито-алевритовые коптокластиты (по В.Л. Масайтису). Мегабрекчии лишены цемента, а межблочные промежутки заполнены раздробленным материалом тех же пород. В аллогенных брекчиях часто отмечаются линзы зювитов.

Криптовулканы представлены туфоподобными зювитами и инъективными образованиями – тагами. По содержанию стекла и структурно-текстурным особенностям зювиты подразделяются на игнибри-топодобные и туфовидные витрокластические зювиты с содержанием стекла 75–90% а также агломератовые зювиты с содержанием стекла менее 50% и большим количеством ксенообломков. Большая часть обломков следов плавления не имеет. В большом количестве присутствуют обломки, представленные углефицированными аргиллитами, углями и обломками древесины, что говорит об относительно низком температурном режиме формирования пород. Стекловатая масса, скорее всего, образуется в результате воздействия жидких агрессивных ионизированных флюидов на породы цоколя. Тагамиты это массивные или пористые афанитовые породы, имеющие интрузивный характер залегания. Нередко наблюдаются участки многоярусного переслаивания тагамитов с зювитами и коптокластитам. В радиусе около 40 км от Попигайской структуры выявлено несколько трубок и даек выполненных брекчиевыми породами схожими с тагами (андезито-дациты).

Вещественный состав криптовулканитов Попигайской структуры весьма близок к среднему составу пород цоколя, отличаясь (особенно тагамиты) повышенными содержаниями  $MgO$  (до 3,83%) и  $K_2O$  (до 3,0%), но пониженными содержаниями глинозема, окиси натрия и окисленного железа. Наиболее контрастными являются петрохимические отношения  $K_2O/Na_2O$  (1,65 у криптовулканитов и 0,95 у пород кристаллического цоколя) и  $Fe_2O_3/FeO$  (0,15 против 0,78). Из выше сказанного видно, что криптовулканы имеют отличительные признаки благодаря привнесу газовыми флюидами компонентов глубинного происхождения. Исключительно широкое участие в образовании попигайских криптовулканитов высокотемпературных газовых флюидов подтверждается рядом характерных признаков, таких как округлая форма значительной части обломков, приобретенная в результате обработки их газовой-твердой взвесью; одновременное присутствие обломков пород верхних горизонтов (нередко отсутствующих в настоящее время) и пород фундамента, вынесенных с глубин не менее 300–400 м; широкое распространение газовых включений в стеклах криптовулканитов и их состав ( $H_2$  – до 23%,  $CO$  – до 18%,  $C_nH_m$  – до 22%, а также существенное количество газов группы азота и переменное количество  $CO_2$  при полном отсутствии свободного кислорода), сближающий их с породами образующимися при газовой-флюидной мобилизации (туфизиты, кимберлиты и др.). Для попигайских пород характерно также широкое развитие глинистых минералов (монтмориллонита, хлорита, каолинита, гидрослюда), пирита, цеолитов и карбоната, являющихся специфической особенностью флюидизационных образований. Кроме того, присутствие обломков стекла в тагамидах и зювитах позволяет говорить о многоактном характере выбросов (взрывов).

Сторонники гипотезы импактогенеза однозначно связывают признаки ударного метаморфизма с метеоритным ударом. Однако данные, подтвержденные экспериментальными исследованиями и геологическими наблюдениями, позволяют утверждать, что признаки ударного метаморфизма могут образовываться и в результате эндогенных геологических процессов: 1) планарные элементы в кварце и калиевом полево шпате известны в туфах и брекчиях Норильского района; 2) находки высокобарического коэзита известны в кратерах ядерных взрывов, в кимберлитах, в эклогитах и в качестве включений в алмазах; 3) по данным В.А. Милуэне, центральные части многих кристаллов алмаза из кимберлитов сложены лонсдейлитом; 4) кристаллы гексагональной модификации алмаза присутствуют в неоген-четвертичных россыпях северной Якутии и Чадобецкого купольного поднятия; 5) экспериментальными исследованиями установлено, что лонсдейлит образуется не только при воздействии ударной волны на графит при определенных термодинамических условиях, но и при статическом сжатии графита давлением выше 10 ГПа и нагревании более 1300°K; 6) конуса разрушения описаны разными авторами во многих породах подвергшихся импульсивному сжатию; 7) присутствие



псевдотаксилитов многими исследователями объясняется преобразованием милонитизированных пород тепловым потоком нагретых флюидов, поднимавшихся по трещинам, или за счет теплоты трения при тектонических подвижках; 8) сульфиды с высоким содержанием никеля найдены в породах Анабарского щита, а обогащенные никелем металлические сферулы могли образоваться при плавлении (или растворении) вмещающих пород и выбросе капелек железа в атмосферу потоками газовых флюидов; 9) образование самородных металлов связывается с газоконденсатной кристаллизацией в рудах гидротермального генезиса в среде восстановительных газов предположительно водород-углеводородного состава и поэтому также не может рассматриваться в качестве свидетельства присутствия метеоритного вещества.

Существует еще ряд фактов, свидетельствующих о не метеоритном происхождении Попигайской структуры: 1) общий вес, найденных вокруг Аризонского метеоритного кратера, осколков метеорита превышает 30 т, а общая масса мелкодисперсного метеоритного вещества в брекчиях кратера составляет около 12 тыс.т.; 2) соотношение глубины и диаметра у достоверных метеоритных кратеров и воронок от поверхностных ядерных взрывов варьирует в пределах 1:3–1:5, а у Попигайской структуры этот показатель составляет – 1:40; 3) наличие крупных кристаллов алмаза (до 10 мм) говорит о длительном периоде существования условий высокого давления.

Установлено, что давление при ударе достигает больших значений на короткое время и непосредственно в точке удара метеорита, а поскольку по данным Ю.М. Шумейкера «оно увеличивается пропорционально четвертой степени расстояний» шок-метаморфизму подвергается сравнительно небольшой объем пород (в Попигайской структуре суммарная мощность тагамитов и зювитов достигает 2 км, при площадном распространении на 80 км).

Таким образом, приведенные данные позволяют считать Попигайскую структуру продуктом эндогенной активности, связанной с накоплением легковоспламеняющихся флюидов и последующей серией камуфлетных взрывов.

## **ДЕВДОРАКСКОЕ МЕДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (КАЗБЕКСКИЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР, БОЛЬШОЙ КАВКАЗ): ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С НОВЕЙШИМ МАГМАТИЗМОМ**

**Лебедев В.А.**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН,  
Москва, leb@igem.ru*

Девдорацкое медное месторождение (Грузия) расположено в центральной части горной системы Большого Кавказа на северо-восточном склоне позднечетвертичного вулкана Казбек в истоках правого притока Терека реки Амали (Амилашха, Девдораки) в правом борту одноименного ледника. Оно было открыто в 1903 г., и в последующие 30 лет здесь периодически проводились геологоразведочные работы, а также эксплуатация нескольких наиболее богатых жил. В этот период на месторождении работали такие известные отечественные геологи, как А.П. Герасимов [3], В.П. Ренгартен и Д.С. Белянкин [1], которыми был опубликованы статьи, посвященные описанию геологического строения месторождения, распространенных на нем магматических пород и рудных образований. В работе [2] были подведены итоги раннего этапа изучения месторождения, оценены его запасы (свыше 10 тыс. тонн меди; категория – среднее), но в связи с труднодоступностью местности и отсутствием коммуникаций сделан вывод об отсутствии дальнейшей перспективы в его разведке и эксплуатации. В последующий период исследований на месторождении фактически не велось; только в конце 90-х годов прошлого века по заказу частных грузинских горнодобывающих компаний на площади Девдорацкого месторождения было проведено геохимическое опробование с целью установить его перспективность в отношении развития золотосодержащей минерализации.

Месторождение локализовано на правой стороне Девдорацкого ущелья в раннеюрских метаморфизованных черных сланцах и алевролитах циклаурской свиты субдукционно-аккреционного комплекса тектонической зоны Южного склона Большого Кавказа к югу от Главного Кавказского взброса. Вмещающие породы интенсивно дислоцированы, местами окварцованы и карбонатизированы, и прорваны многочисленными дайками и жилами юрских диабазов и диабазовых порфиринов. Последние, вероятно, относятся как минимум к двум разновозрастным генерациям. В истоках Девдорацкого ледника в борту кальдеры вулкана Палео-Казбек юрские толщи интенсивно дислоцированы и эпидотизированы; в этом районе широко распространены брекчии специфического облика с салатовой окраской, состоящие из обломков черных сланцев, сцементированные

ванных хлорит-эпидот-кварцевым цементом. В центральной части месторождения внедрились два некка дацитов и отходящие от них дайки андезитов, формирование которых связано с новейшей вулканической активностью Казбекского центра. На северо-западе площадь объекта ограничена уступом кальдеры вулкана Палео-Казбек. Выше, к югу на хребте Багни-Арч-хорт залегают останцы позднечетвертичных лавовых потоков вулканов Палео-Казбек и Казбек, относящихся к разновозрастным импульсам их активности. Рудная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит) локализована в серицит-хлорит-карбонат-кварцевых жилах, тяготеющих к приконтактовым частям андезитовых даек. Эти жилы секут как вмещающие юрские сланцы, так и тела диабазов. Среднее содержание меди в рудах по данным [2] составляет около 1,5%. Следует отметить, что разведанная часть месторождения (в правом борту Девдоракского ледника), скорее всего, представляет лишь малую часть его площади: обилие обломков пород с богатой сульфидной минерализацией в поверхностной морене ледника позволяет предполагать наличие богатых рудных тел в труднодоступной местности у подножья современного вулкана Казбек на высотах свыше 3500 м. Кроме того, вполне возможно, что основные рудные жилы на этом объекте еще не вскрыты в современном эрозионном срезе.

Относительно генезиса месторождения существуют две различных точки зрения. Согласно первой из них, в свое время высказанной Л.К. Конюшевским и А.П. Герасимовым [3], происхождение руд напрямую связано с вулканической активностью Казбекского центра. В.С. Булыго [2] высказал иное мнение, что Девдоракское месторождение генетически связано с юрским основным магматизмом, несмотря на очевидное более позднее формирование рудоносных жил, секущих диабазовые тела.

Нами начаты комплексные изотопно-геохронологические и петролого-геохимические исследования магматических пород и руд на Девдоракском месторождении с целью расшифровки хронологии его образования и установления источников рудного вещества.

Изучение минералогического состава и характера выделения руд Девдоракского месторождения показывает, что формирование сульфидной минерализации на этом объекте шло в течение как минимум двух стадий. На первой из них сформировалась вкрапленная рассеянная пиритовая минерализация, с правильными кубическими выделениями этого минерала, достигающими размера первых сантиметров; она встречается как в пределах рудных жил, так и часто во вмещающих черных сланцах и диабазовых телах. Комплексная полиметаллическая минерализация Девдоракского месторождения образовалась позднее. Ее проявления известны как в виде самостоятельных прожилков в рудных жилах, так и рассеянной вкрапленности и микроскопических жилок в раннем пирите. Сульфиды в жильной породе чаще всего наблюдаются в виде неравномерной вкрапленности и включений. Характер оруденения отдельных жил меняется мало. В разведанной части месторождения, по нашим наблюдениям, наблюдается слабо выраженная вертикальная минералогическая зональность сульфидной минерализации: на нижних горизонтах преобладают халькопирит-пиритовые прожилки, выше по разрезу появляются галенит и пирротин, еще выше – сфалерит. Кроме того, наиболее интенсивное развитие прожилков с галенитом и сфалеритом наблюдается в западном секторе разведанной части месторождения в направлении конуса вулкана Казбек.

Результаты изотопного (К-Аг) датирования свидетельствуют о том, что месторождение является полихронным и имеет длительную историю развития. Начало его формирования, вероятно, связано с внедрением в глинистые (углистые) сланцы ранней юры секущих даек диабазов около 180–170 млн лет назад. В раннем мелу (120–100 млн лет назад) после прекращения субдукции Закавказской плиты под окраину Евразийской, начала «жесткой» конвергенции этих плит и перехода региона к позднеколлизийной стадии развития, субдукционно-аккреционный комплекс юры в геотектонической обстановке сжатия и орогенеза был метаморфизован (зеленосланцевая фация); в результате прогрева и миграции гидротермальных растворов произошло формирование кварц-кальцитовых жил с пиритовой минерализацией, не имеющей промышленного значения. В последующий длительный эпиплатформенный период развития Большого Кавказа в условиях существования задугового бассейна в течение почти 200 млн лет вплоть до неогенового времени сформировавшееся рудопроявление пирита оставалось «законсервированным».

В четвертичный период развития Большого Кавказа на Девдоракском месторождении возобновились процессы рудогенеза. На I фазе активности Казбекского неовулканического центра (460–420 тыс. лет назад) в зоне Главного Кавказского взброса возник вулканический аппарат, извергавший лавы основного и впоследствии среднего состава. Его эффузивы сформировали Девдоракский и Гвелетский потоки, останцы которого сохранились сейчас в гребневых частях хребтов Барт-корт и Багни-Арч-хорт к северу и югу от месторождения, соответственно. В период окончания I фазы магматизма (405–365 тыс. лет назад) на площади месторождения были активны два малых аппарата, извергавших лавы дацитового состава, внедрились дайки андезитов. Гидротермальная активность, связанная с новейшим вулканизмом, привела к повторной мобилизации рудных компонентов из вмещающих юрских толщ и их переотложению в виде сульфидов в экзоконтактовых зонах даек, часто в пределах сформировавшихся ранее кварцевых жил с пиритом, в которых в качестве околорудных фаз также возникли новообразованные серицит, хлорит и карбонат. Вероятно, именно в этот период сформировалась основная часть руд, разрабатывавшихся на Девдоракском месторождении в начале XX века.

Магматическая активность Казбекского центра достигла апогея в период 250–200 тыс. лет назад, когда сформировался конус вулкана Палео-Казбек и впоследствии, в результате опорожнения приповерхностных магматических камер произошло его обрушение с образованием кальдеры. В пограничной зоне этой кальдеры (верховья ледника Девдораки) произошло интенсивное дробление юрских глинистых сланцев и последующая цементация брекчий хлорит-эпидот-кварцевым цементом. Гидротермальная деятельность, проявленная в этот период, по-видимому, привела к возникновению рудных прожилков с разнообразной сульфидной минерализацией в районе уступа кальдеры. Впоследствии вулканическая активность возобновилась около 100 тысяч лет назад и продолжалась до середины голоцена. На сегодняшний день в районе вулкана Казбек (верховья Кармадонского ущелья и у ледника Абано) продолжается интенсивная гидротермальная деятельность. Это позволяет сделать предположение о том, что формирование Девдоракского месторождения на глубоких его горизонтах может продолжаться и в настоящее время.

Таким образом, результаты изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют о том, что Девдоракское месторождение представляет собой полихронную рудно-магматическую систему, сформировавшуюся в течение двух этапов развития Большого Кавказа: в юре – раннем мелу и в позднечетвертичное время. Промышленная медно-полиметаллическая минерализация образовалась здесь в период развития новейшего магматизма Казбекского центра – 405–200 тыс. лет назад.

Изотопно-геохимические (Pb-Pb) исследования вмещающих образований, магматических пород и руд Девдоракского месторождения свидетельствуют о том, что свинец в сульфидах полиметаллической минерализации имеет двойственную природу: большая его часть была мобилизована из юрских терригенных толщ, в то время как меньшая – привнесена гидротермальными растворами, связанными с новейшей вулканической активностью Казбекского центра. В тоже время изотопные характеристики Pb для ранних метаморфогенных пиритов близки таковым для вмещающих юрских толщ. Таким образом, полученные данные подтверждают вывод о том, что промышленная минерализация на Девдоракском медном месторождении образовалась в позднечетвертичный период развития Большого Кавказа.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00071).*

#### **Литература**

1. Белянкин Д.С., Ренгартен В.П. Девдоракские интрузии на Северном Кавказе // Изв. Акад. наук СССР. VI серия. 1926. Т. 20. № 10–11. С. 863–868.
2. Булыго В.С. Девдоракское медное месторождение // Труды главного геологоразведочного управления ВСНХ СССР. 1930. Вып. 15. Москва-Ленинград. 32 с.
3. Герасимов А.П. Северный Кавказ. Девдоракское медное месторождение // Естественные производительные силы России. Т. 4. Полезные ископаемые. Вып. 7. Медь. Петроград, 1917.

## **ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МИНЕРАЛИЗАЦИИ С САМОРОДНЫМИ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИМИ СОЕДИНЕНИЯМИ (БОБРУЙСКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА, РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)**

**Левицкий В.И., Солодилова В.В., Завадич Н.С., Павлова Л.А., Левицкий И.В.**

*Институт геохимии СО РАН, Иркутск, vlevit@igc.irk.ru*

*Научно-производственный центр по геологии Республики Беларусь, Минск, solodilova@geology.org.by*

В кристаллическом фундаменте юга Беларуси (запад Восточно-Европейской платформы) по данным глубинного бурения, геофизическим, петрографическим материалам выделена Бобруйская кольцевая структура (БКС) [1]. Ее наружный диаметр 40\*48 км, внутреннее кольцо интенсивных аномалий – 28\*32 км [2]. В строении БКС участвуют породы: 1) микашевичского и житковичского палеопротерозойского комплексов; 2) габбро-долеритовой и 3) субвулканической риодацит-риолитовой формаций; 4) кислого (гранитного) и основного (диабазового) дайкового комплексов [3]. Выделяются неизменные разности метаморфических и магматических пород и метасоматиты разных температурных фаций. Они в различной степени замещают породы всех указанных комплексов.

Фундаментом БКС служат палеопротерозойские гранитоиды микашевичского и житковичского комплексов. Породы микашевичского комплекса (2030–1950 млн лет) представлены гранодиоритами, диоритами и гранитами; житковичского – граносиенитами и лейкократовыми гранитами [3].

Габбро-долеритовый (загорбашский) комплекс обрамляет внешний контур БКС [3]. Долериты образуют крупные интрузивные тела. Доминируют разности с офитовой или долеритовой структурами, присутствуют оливиновые, лейкократовые, с ромбическим пироксеном, кварцсодержащие в крупных телах с переходами от габбро-долеритов к собственно габбро. Химический состав габбро-долеритовой формации варьирует от ультрабазитов до лейкократовых кварцевых габбро. Они обогащены Ti, K, Ba, Sr, REE, Zr, Hf, Nb, Pt и реконструируются как внутриплитные континентальные образования. В субвулканической риодацит-риолитовой формации (лучковской свиты бобруйской серии) доминируют кварцевые порфиры, встречаются экструзивные риодациты и трахириодациты, риолиты, трахириолиты, трахиандезиты, гранит-порфиры, мелко- и среднезернистые граниты [3]. Для кварцевых порфиров (риолитов) характерны флюидалность, кристаллокласты, переходы к микрофельзитовой структуре. Фиксируется метасоматические зоны и контактовые взаимодействия долеритов с риолитами. Кислые вулканы по кремнекислотности варьируют от риодацитов до риолитов. По щелочности они и гранитоиды житковичского комплекса близки к субщелочным (при доминировании K над Na) гранитам, имеют высокую железистость (~ 80%) с преобладанием окисного железа над закисным. Кислые вулканы обогащены Ba, Sr, Nb, Cr, Ni, Cu, Pb, Ag, Pt, Zn, V, обеднены – Y, Yb, Be и по геохимическим параметрам близки к гранитам А-типа, геохимическому типу рапакиви, а по геодинамической обстановке – островных дуг. В основных и кислых магматических породах БКС, метасоматитах, обнаружен большой и редкий в природе круг минералов – муассанит, самородные и интерметаллические соединения Cu, Pb, Sn, Zn, Fe, Cr, Al, W, Mo, Zr, Ag, B, N, C, Si. К тому же самородные и интерметаллические разности, как правило, имеют размеры (5–50 мкм) – являются наноминералами.

Породообразующие минералы в породах одной кремнекислотности характеризуются широкими вариациями составов. В биотитах коэффициент железистости (f) в габбро-долеритовой формации – 54–76, а риодацит-риолитовой – 38–98. В них отмечаются высокие содержания  $TiO_2$  (до 3,4%),  $Cr_2O_3$  (0,36%), Cl (до 0,8%). Породообразующим темноцветным минералам основных пород также присущи вариации f: оливином – 35–88, моноклиновым и ромбическим пироксенам соответственно – 21–81 и 5–98.

Акцессорные силикатные минералы и окислы в основных породах – сфен, рутил, апатит, циркон, шпинель, магнетит, ильменит, титаномагнетит, а в кислых кроме них – Се алланит, гранат, шпинель, турмалин, касситерит, баделлит. В диабазах и габбро содержание магнетита и ильменита достигает 15%. В одной пробе может присутствовать магнетит с низкими содержаниями элементов, Cr-титаномагнетит ( $TiO_2$  5–9%; MnO 1,38%), алюмомагнетит ( $Al_2O_3$  1,42–4,3%), хроммагнетит ( $Cr_2O_3$  19,3–30,1%) с повышенными количествами  $SiO_2$  (3,04–10,3%) и пониженными –  $TiO_2$  (0,3–2,1 %). Ильменит может содержать  $ZrO_2$  (до 9%). Алланит очень сильно варьирует по количеству REE ( $\Sigma$  9–52%).

Характерной особенностью БКС является присутствие муассанита в габбро и диабазах загорбашского, кислых порфирах и трахилипаритах бобруйского комплексов. Муассанит образует угловатые и изометричные сине-зеленого цвета выделения размером до 0,5 мм как в неизмененных кислых и основных магматитах, так и в метасоматитах с цоизитом и амфиболом. Такое же широкое распространение в БКС имеет графит и самородное железо. Железо образует изоморфный ряд с хромом (до 75% Cr), а также хромферид и ферхромид.

Самородные металлы и интерметаллические соединения в породах БКС встречаются: 1) в виде округлых глобулеообразных выделений, 2) пластинчатых агрегатах серебристого цвета, 3) проволочковидных и пластинчатых обособлений красноватого цветов.

Размер глобул округлых выделений составляет от 2–3 мм до 1 см. Минералы в них имеют довольно крупные размеры (0,5–5 мм) с хорошо выраженными границами зерен. В них присутствуют изометричные и пластинчатые обособления самородного Fe, Fe-Cr, хромферидом и ферхромидом, вторичными иоцитом, магнетитом, маггемитом, гематитом, эсколаитом, рядом – эсколаит-гематит. Кроме того, самородное Fe отмечается в виде рассеянной вкрапленности в габбро, диабазах, кварцевых порфирах, образуя уплощенные выделения, варьирующие по толщине, с обохренной поверхностью с острыми и зазубренными краями зерен.

Пластинки серебристого цвета, имеют размер не больше 1\*0,3 мм, пластинки красноватого цвета – максимум 0,1\*0,3 мм, проволочковидные – красноватого цвета 0,4\* 3–6 мм. В пластинках серебристого цвета наблюдаются самородные элементы почти монометаллических составов Sn, Pb, Zn (%): самородное олово (Sn 89,3–98,7; Pb 0,5–10,65, Zn 0–0,09; Cu 0–0,46), самородный свинец (Pb 95,83–98,59; Sn 1,05–3,32; Cu 0–0,52, Cr 0–2,13), самородный цинк (Zn 94,65–98,99; Pb 0–1,64; Y= 0–0,12). В пластинках и проволочках красноватого цвета доминирует Cu и интерметаллические соединения Cu с Zn, Sn, встречается самородный Pb. Минералы этих выделений содержат варьирующие количества Cu, Pb, Sn, Zn (%) и представлены интерметаллическими соединениями и природными сплавами:  $Cu_3Zn$  «басс» – природная латунь, желтая медь (Cu 76,38–83,89; Zn 15,73–20,79; Pb 0,11–0,14; Ag 0–0,1), самородным Pb (Pb 88,05–100; Sn 0–11,01), SnPb (Sn 34,85, Pb 60,34), природными сплавами (бронзами)  $ZnCuSn$  (Zn 2,16, Cu 38,49, Sn 58,76) и  $CuSn$

(Cu 39,18, Sn 60,35, Pb 0,12). В изученном материале в пластинках серебристого и красноватого цветов не удалось установить присутствие самородных элементов и интерметаллических соединений величиной хотя бы в 0,1 мм. Они имеют крайне малые размеры (8–50 мкм), установленные при микронзондовых исследованиях. Проволочковидные выделения красноватого цвета сложены самородной медью до 3–5 мм в длину в которой присутствуют медьсодержащие наноразмерные интерметаллические соединения и природные сплавы с Cu, Pb, Sn, Zn, Ag.

Вторичные минералы весьма своеобразны по составу в метасоматических породах развитых по основным и кислым магматитам, к тому же сильно варьируют в одной пробе. Среди них доминируют аллюмо-, клино-, протоамфиболы, низкотитанистые и высокожелезистые биотиты, хлориты, серицит, эпидот. Могут присутствовать гранаты (Sp-Pir-Alm, Alm-Pir, Pir-Alm, Uv-Alm), диаспор, флюорит. Распространены карбонаты: кальцит (до 1% Yb), доломит, анкерит. Наложенные (вторичные) метасоматические железорудные минералы наблюдаются как продукты замещения ранних минералов самородного Fe, магнетита и ильменита, так и новообразованных и представлены маггемитом, гематитом, лепидокрокитом с повышенными содержаниями SiO<sub>2</sub>, иоцитом размером (0,2 мм). Новообразования образуют ксеноморфные зерна, колломорфные агрегаты, каемки, шарикоподобные округлые образования серого и черного цветов с алмазным и жирным блеском. При преобразованиях пород с самородным железом всегда отмечается последовательная смена ранних фаз иоцитом, маггемитом, гематитом. При замещении минералов Fe-Cr ряда, хромферита, ферхромита появляется эсколаит и недавно описанный минерал ряда Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Совместное присутствие в одних зернах ранних и поздних (иоцит, маггемит, гематит, лепидокрокит) минералов свидетельствует о последовательном их развитии в одноактном, и, по-видимому, скоротечном процессе под воздействием крайне агрессивных потоков флюидов.

Из сульфидных минералов отмечены пирит, пирротин, галенит, алабандин, молибденит, обычный и кобальтсодержащий пентландит, халькопирит стехиометричного состава и с высокими содержаниями Pb и совсем редко – бетехтенит (Pb<sub>2</sub>(Cu,Fe)<sub>21</sub>S<sub>15</sub>).

Обогащенность самородными и интерметаллическими соединениями пород габбро-долеритовой и риодацит-риолитовой формации свидетельствует о едином, глубинном магматическом внешнем источнике. Появление Cu, Pb, Sn, Zn, Fe, Cr, Al, W, Mo, Zr, Ag, B, N, C, Si в самородных и интерметаллических фазах в более древних житковичских гранитоидах фундамента и молодых дайках гранитного и диабазового состава указывает на то, что этот источник элементов функционировал продолжительный период до, во время и после кристаллизации основных и кислых магматитов. Такой масштабный восстановительный режим указывает на принадлежность БКС и окружающих ее пород к мантийной по генетической природе и восстановительной по флюидному режиму системе. Процессы магматизма и минералообразования с редчайшими соединениями обусловлены одной причиной – воздействием мантийного плюма. Под его влиянием редкие элементы, которые обычно находятся в породах на уровне кларковых содержаний (Cu, Pb, Sn, Zn, Ag, Cr, Fe, Al, W, Mo, Zr, Ag) концентрировались в БКС не как обычно в виде изоморфной примеси в минералах, а кристаллизовались в виде самородных и интерметаллических фаз. Минералы в породах БКС – породообразующие, акцессорные сильно варьируют по составу, даже в пределах одного зерна. Это отражает как гетерогенность потока и состава флюидов, так и специфические условия кристаллизации магм. Уникальность Бобруйской кольцевой структуры состоит в том, что самородные и интерметаллические соединения формировались непосредственно из мантийных источников. Их появление отражает реальное существование плюмов как геологических объектов, а не как плода теоретических построений. Исследование БКС только начато, а приведенные данные, являются предварительными.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ Бел\_a 14-05-90003.*

#### Литература

1. Беляшов А.В., Шитц В.А., Шуравин А.Н. Проявление средне-верхнерифейской тектономагматической активизации в пределах Бобруйского поднятия // Вопросы минерагении платформенного чехла и кристаллического фундамента территории Беларуси. Минск, 2000. С. 104–115.
2. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. Стратиграфия и литология верхнего протерозоя // Геология Беларуси. 2001. С. 76–87.
3. Солодилова В.В., Завадич Н.С., Левицкий В.И., Павлова Л.А. Первые данные о самородных элементах и интерметаллических соединениях в кислых вулканитах Бобруйской кольцевой структуры // Доклады НАН Беларуси. 2012. Т. 56, № 2. С. 110–115.

**ЭВОЛЮЦИЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КРУПНЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ****Мазуров М.П., Васильев Ю.Р., Титов А.Т., Шихова А.В.***Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск. E-mail: mik@igm.nsc.ru*

Траппы Сибирской платформы являются уникальными геологическими объектами по объему и фациальному разнообразию пород и рудно-магматических систем. Интенсивность траппового магматизма, формы его проявления и металлогения неодинаковы в разных частях платформы [1]. На северо-западе, в районах сосредоточенного рифтогенеза, развиты ультрабазит-базитовые комплексы с медно-никелево-платинометалльными месторождениями норильского типа. На юго-западе, в зонах рассеянного спрединга, с базитовыми комплексами связаны крупные железорудные месторождения [2, 7]. На всей остальной приенисейской территории известны многочисленные проявления руд сложного состава, но перспективы их продуктивности пока изучены недостаточно. Общей чертой трапповой формации является присущий основным магмам набор эффузивно-пирокластических, субвулканических, интрузивных тел, изменяющихся по форме, размеру, облику и степени преобразования слагающих их пород. Кроме того, характерной особенностью интрузивных тел сибирских траппов является их локализация в пределах слоистых толщ неметаморфизованного платформенного чехла, включающих карбонатно-соленосные отложения, рассматриваемые обычно как мощный «геохимический реактор» [6], в котором осуществляются процессы вторичных преобразований. В связи с этим, к изменениям, которые претерпевают первичные магмы при перемещении от места зарождения к местам затвердевания (в промежуточных магматических камерах и проводниках) добавляются процессы их взаимодействия с карбонатно-эвапоритовыми, карбонатно-соленосными породами и содержащимися в них рассолами и растворами, в том числе нефть и газ.

Современный уровень знаний [5, 9] дает основание считать, что продуктивность эндогенных рудно-магматических систем, связанных с траппами Сибирской платформы, определяется а) вариациями первичных составов разноразмерных базитовых выплавок (из фертитовой мантии и литосферы), б) процессами контаминирования мантийных расплавов материалом кристаллического фундамента и платформенного чехла, в) фазовым разделением компонентов при фракционировании магм в промежуточных очагах, г) реакционным взаимодействием магм и пород траппового комплекса с химически активными карбонатно-соленосными и карбонатно-эвапоритовыми отложениями фундамента и неметаморфизованного платформенного чехла. Последний фактор является решающим в обособлении рудных масс и распределении рудных залежей. Наиболее полно процессы развития рудно-магматических систем траппов, обусловивших генезис крупных железорудных месторождений, проявлены в рудных районах Приангарья.

Коршуновское, Рудногорское и другие месторождения ангаро-илимского рудного района, разведанные на глубину более 1,5 км, являются наиболее крупными и представительными объектами для реконструкции эволюции развития рудно-магматических систем трапповой формации [2, 3]. Рудоносные вулканотектонические постройки здесь пронизывают все неметаморфизованные отложения от венда до нижнего триаса, уходя корнями в кристаллический фундамент [1, 3, 8]. На доступном прямом наблюдении интервале выделено большое разнообразие геологических тел, сложенных породами траппового комплекса. В приповерхностных частях – это потоки, покровы, мелкие силлы и штоки среди пирокластических отложений, кольцевые и радиальные дайки в окрестностях диатрем, вулканоимктовые отложения кратерных озер. Центральная часть вулканотектонической постройки представляет собой субвертикальную диатрему (трубку взрыва, жерло, некк), в которой встречаются эруптивные и эксплозивные брекчии траппов, раздробленные вмещающие карбонатно-терригенные породы, пронизанные сетью даек долеритов. Чаще всего в рудных полях встречается не одна, а несколько диатрем, разделенных крупными блоками слабо проницаемых пород. Все породы в них претерпели многостадийный метасоматизм, в разной степени насыщены рудной минерализацией. Характерное для вулканогенных построек центрально-симметричное строение здесь наблюдается только в тех частях, где преобладают однородные терригенные свиты. В чередующихся пачках пород разной компетентности и контрастных химических свойств внедряющиеся магматические массы образуют ветвящиеся тела сложной формы. При многократных импульсах магматической активности, просянках над опустошающимися промежуточными магматическими камерами, создавались предпосылки для развития процессов смешения отдельных порций магм с разными вмещающими породами, что приводило к формированию магматогенных брекчий и брекчий смешанного состава с магматическим или гидротермально-метасоматическим цементом. Многоэтапное развитие метасоматических реакций, особенно с вовлечением рассолов, значительно дополняло видовое разнообразие пород и минералов в этих наиболее проницаемых для флюидов частях постройки.

В верхней эффузивно-пирокластической части постройки главное преобразование траппов заключалось в пропилизитизации, зеленокаменном перерождении, а в более глубокой зоне были образованы известковые и магнезиальные скарноиды по мергелистым свитам и песчаникам с карбонатным цементом, инфильтрованными известковыми и магнезиальными скарнами по доломитам, известнякам, долеритам и другим дезинтегрированным породам. Характерно, что метасоматические ассоциации скарнов слагают цементирующую массу гетерогенных брекчий, а не образуют сплошных однородных залежей, как в плутогенных структурах складчатых областей. Облик скарнов своеобразен, он изобилует неоднородными текстурами, отражающими сочетание механизмов замещения и выполнения пространства. Более масштабные и очень своеобразные преобразования траппов отмечены при вторжении магмы в карбонатно-соленосные отложения кембрийских литвинцевской, ангарской, булайской, бельской и усольской свит. На глубоких горизонтах Коршуновского и Рудногорского месторождений на уровне этих свит обнаружено лакколитоподобное тело долеритов мощностью более 500 м с послойными ответвлениями маломощных силлов, занимающих место замещенных пачек каменных солей [3, 4]. Это промежуточная магматическая камера, в которой происходило многостадийное механическое, термическое и химическое взаимодействие двух субстанций: 1) базитовой магмы, состоящей из твердых фаз – интрателлурических вкрапленников оливина, пироксена и плагиоклаза, сульфидно-оксидно-силикатного расплава и равновесного с ним газа, 2) карбонатно-соленосных пород, в зернах минералов и в поровом пространстве которых были заключены растворы, рассолы и газонефтяные смеси. В этих местах происходила дезинтеграция как магмы, так и вмещающих пород. В краевых частях быстро остывающий расплав претерпевал глобулирование и смешение с доломитами, мергелями, известняками и каменными солями. Реакционно-термическое взаимодействие магмы с породами приводило к частичному плавлению и растворению эвапоритов, появлению солевых расплавов и флюидов, главных агентов преобразования затвердевающих расплавов.

Глобулированные долериты составляют внутренние зоны ответвлений главной интрузивной залежи. Они представлены сфероидальными частицами разного размера, от долей мм до нескольких см в поперечнике, которые составляют полосчатые, псевдослоистые, похожие на конгломераты обособления в кальцифировой массе. Наблюдались переходы сплошного долерита к глобулированным разностям разной мощности. Структура породы показывает, что дезинтеграция магмы осуществлялась, когда в ней уже появились интрателлурические выделения оливина, клинопироксена и основного плагиоклаза. Степень дезинтеграции такова, что в самых мелких глобулах эти минералы присутствуют по одиночке в стекловатой массе. В более крупных глобулах фенокристы этих минералов находятся вместе в пилотакситовой основной массе с вкрапленностью оксидов и сульфидов. Кайма глобулей сложена микрозональными магнезиальными скарнами, включающими реликты форстерита, шпинели и фассаита в хлорит-серпентиновом вторичном агрегате с галитом и кальцитом. Сопоставление составов глобулированных и однородных долеритов показывает, что реакционное взаимодействие силикатной магмы с солевым расплавом-флюидом приводит к извлечению из нее кремния, железа и фосфора, которые переходят во флюид и могут быть источником рудного вещества в сопряженных зонах. Эти флюиды вызывают также регенерацию руд в залежах внутри диатрем, а также в кольцевых и радиальных трещинных системах.

Анализ минерального состава рудных залежей, особенностей их размещения в пределах протяженных по вертикали вулканотектонических построек, пересекающих сложную серию осадочных пород разной компетентности и химического состава, позволило оценить влияние структурно-магматических и литолого-стратиграфических факторов на строение, размещение и генезис крупных железорудных месторождений, связанных с трапповой формацией Сибирской платформы. Предложенная [3,5] структурно-генетическая модель стадийного формирования рудообразующей системы, дополненная новыми данными по составу и строению глубоких горизонтов, дает полную картину сопряженного развития магматических и рудных процессов, эволюции области рудоотложения в мантийно-коровых рудно-магматических системах траппов, формирующих крупные железорудные месторождения юга Сибирской платформы. Вместе с уточненными данными взаимосвязи облика руд с фациями рудоносных построек, эти сведения могут быть основой прогноза скрытого оруденения, определения перспектив рудоносности глубоких горизонтов и флангов

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 15-05-04805.*

#### **Литература**

1. Геофизические методы поисков железорудных месторождений на юге Восточной Сибири / А.С. Барышев, Г.С.Вахромеев, А.Н.Жидков, В.Б. Ковалевич. М.: Недра, 1980. 186 с.
2. Железорудные месторождения Сибири / Калугин А.С., Калугина Т.С., Иванов В.И. и др. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.
3. Мазуров М.П., Бондаренко П.М. Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997, т.38, № 10. С. 1584–1593.

4. Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла Сибирской платформы // Геология рудных месторождений, 2009, т. 49, № 4. С. 306–320.
5. Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем / В.Н. Шарапов, А.С. Борисенко, М.П. Мазуров и др. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. 409 с.
6. Павлов Д.И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 246 с.
7. Пухнарович М.М. Условия и особенности эндогенных месторождений железа на юге Сибирской платформы. Иркутск, изд-во Иркут. Ун-та, 1986. 336 с.
8. Фон-дер-Флаасс Г.С., Никулин В.И. Атлас структур рудных полей железорудных месторождений / Иркутск: изд-во Иркут. Ун-та, 2000. 192 с.
9. Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J. Skarn deposits // Econ. Geol., 1981, 75-th Ann. Vol., p. 317–391.

## РОЛЬ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА И ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ФОРМИРОВАНИИ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЯСА

Макагон В.М., Загорский В.Е.

ИГХ СО РАН, г. Иркутск, vmak@igc.irk.ru

Восточно-Саянский пояс редкометалльных пегматитов протягивается вдоль юго-западной окраины Сибирского кратона на расстояние около 500 км. Он подразделяется на две части – юго-восточную и северо-западную. Для первой характерны относительно высокobarические (5–3 кбар) сподуменовые пегматиты Урикского, Белореченского, Бельского, Гольцового, Белотагнинского, Малореченского и Калгинского полей, которые приурочены к Урикско-Ийскому грабену, сложенному нижнепротерозойскими сланцами и амфиболитами. Согласно классификации гранитных пегматитов [3], первые два поля относятся к литиевому эволюционному геохимическому ряду, Бельское – к тантал-олово-литиевому, а Гольцовое, Белотагнинское и Малореченское поля – к комплексному (Ta-Cs-Li) ряду. В северо-западной части пояса распространены низкobarические (3,5–2 кбар) петалитовые пегматиты Вишняковского и Александровского полей, залегающие в амфиболитах нижнепротерозойской толщи Елашского грабена, являющегося частью Тагул-Туманшетской подвижной зоны [1]. Первое из этих полей относится к комплексному ряду, второе – к фосфор-тантал-литиевому. Наиболее крупными месторождениями редких металлов в пегматитах пояса являются Гольцовое, Урикское, Белореченское и Вишняковское, расположенные в одноименных полях.

В Урикско-Ийской зоне находятся Урикский, Зимовнинский, Далдарминский и Калгинский массивы гранитоидов саянского комплекса, считающегося материнским для редкометалльных пегматитов региона. С ними пространственно ассоциируют поля редкометалльных пегматитов: с Урикским – Урикское, с Зимовнинским – Гольцовое, Белореченское и Бельское, с Далдарминским – Малореченское, с Калгинским – Калгинское. Массивы гранитоидов подразделяются на однофазовые и двухфазовые. Первые сложены в основном гранодиоритами, их представителем является Зимовнинский массив. По геохимической характеристике эти гранитоиды относятся к гранитам I-типа. Для двухфазовых массивов характерны как диориты и гранодиориты (1 фаза), так и биотитовые и двуслюдяные граниты (2 фаза). Одним из них является Далдарминский массив. Двуслюдяные граниты широко распространены также в Урикском и Калгинском массивах. Геохимическая эволюция гранитоидов в массивах выражается в накоплении Rb и Cs и снижении содержаний Ba, Sr, REE, Zr, Hf, Ni, Co, V и Cr от первой фазы ко второй. Содержания Li, Ta и Nb при этом возрастают в одних массивах и понижаются – в других. Распределение редкоземельных элементов в гранодиоритах характеризуется отсутствием европиевой аномалии либо наличием слабой отрицательной аномалии, тогда как в двуслюдяных гранитах европиевый минимум проявлен четко.

На северо-западе Восточно-Саянского пояса, в Елашском грабене, располагается Елашско-Тенишетский массив гранитоидов саянского комплекса. К нему пространственно тяготеет Вишняковское поле петалитовых пегматитов. Гранитоиды этого массива представлены амфибол-биотитовыми гранодиоритами и биотитовыми низкощелочными гранитами, между которыми наблюдается постепенный переход. Геохимия гранодиоритов близка к описанной ранее для гранитоидов I-типа в Урикско-Ийской зоне. К этому же типу следует относить и низкощелочные граниты массива. Александровское поле находится вблизи Топорокского массива, сложенного биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами. С ними ассоциируют дайки рапакиви-подобных гранит-порфиров. Эти породы резко отличаются от описанных ранее гранитоидов. Их геохимические особенности соответствуют характеристике гранитов рапакиви, относящихся к гранитам A-типа. Для них характерны повышенная щелочность по K (особенно в дайках), высокие содержания Rb, Ba, а также REE, Nb,



Zr, Hf и F. Кроме того, гранит-порфиры обогащены Ni, Co, Cr, V при низком содержании Pb. Распределение REE в этих гранитоидах характеризуется сильной отрицательной европиевой аномалией, особенно в дайках гранит-порфиров.

U-Pb геохронологическое датирование по циркону показало, что возраст гранитоидов Елашско-Тенишетского массива составляет  $1901 \pm 16$ , а гранитов Топорокского массива –  $1893 \pm 13$  млн лет. Одновременность внедрения гранитоидов этих двух массивов, так же как и близость их возраста к возрасту S-гранитов в регионе ( $1874 \pm 14$  млн лет [2]), указывает на возможность образования различных по химизму близковозрастных гранитов. Это может быть обусловлено различной глубинностью сосуществующих очагов в пределах магматической колонны и разным соотношением в них корового и мантийного материала. Гранитоиды саянского комплекса Урикско-Ийской зоны по данным В.И. Левицкого и др. [4] имеют возраст  $1858 \pm 20$  млн лет (U-Pb датирование по циркону).

Жилы сподуменовых пегматитов в полях Восточно-Саянского пояса недифференцированы или слабо дифференцированы. Расплавы, из которых формировались эти пегматиты, были экстремально обогащены редкими элементами (Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Be, Sn), хотя в разных полях первоначальная обогащенность ими и их соотношения различны. Это предопределило различную редкометалльную специализацию пегматитовых полей. Комплексные пегматиты Гольцового поля характеризуются повышенными содержаниями Rb, Cs и Ta по сравнению с литиевыми пегматитами и Rb, Cs по сравнению с тантал-олово-литиевыми.

Вишняковское поле северо-западной части пояса относится к комплексному геохимическому ряду. Строение наиболее крупных жил характеризуется асимметричной зональностью. Дифференциация зон по химическому составу очень резкая, что наиболее отчетливо характеризуется отношением  $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ , которое изменяется в разных зонах в несколько десятков раз. Геохимическую специфику пегматитов поля определяют высокие концентрации Ta и Rb. Особенности состава минералов, концентрирующих Li (алюмосиликаты и фосфаты лития и слюды), Rb и Cs (калиевые полевые шпаты и слюды), Be (берилл), Ta и Nb (тантало-ниобаты), указывают на очень высокую степень дифференциации расплава, из которого образовались пегматиты Вишняковского поля. Эти пегматиты отличаются большим разнообразием ниобий-танталовой минерализации, в которой преобладают разновидности, наиболее обогащенные танталом.

В массивах гранитоидов или вблизи их контактов наблюдаются жилы генетически связанных с ними безрудных пегматитов. В полях редкометалльных пегматитов, несмотря на их пространственную близость к тому или иному массиву гранитоидов, зональность относительно этих массивов не проявлена. Геохимические особенности редкометалльных пегматитов не зависят от состава и петрогенетического типа пространственно ассоциирующих с ними гранитоидов. Более того, около одного массива могут располагаться поля пегматитов с различной редкометалльной минерализацией, тогда как около массивов различных по геохимии гранитов находятся поля одинаковых по минерализации пегматитов. Пространственная связь пегматитов с гранитоидами может быть обусловлена тем, что массивы гранитоидов согласно представлениям В.М. Москалевой [5] являлись разуплотненными зонами и служили внутрикоровыми волноводами. Такие зоны могли стать проводниками расплавов и флюидов, из которых формировались редкометалльные пегматиты.

Поля редкометалльных пегматитов контролируются зонами глубинных разломов, что наиболее отчетливо проявлено в полях сподуменовых пегматитов. Самое крупное Гольцовое поле протягивается вдоль субмеридиональной зоны глубинного разлома, разделяющей его на западный блок с литиевыми пегматитами и восточный – с комплексными (Ta-Cs-Li) их аналогами. Главным фактором, определяющим положение Вишняковского поля, является контроль его зоной влияния двух пересекающихся глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Постоянная приуроченность крупных пегматитовых полей к зонам глубинных разломов свидетельствуют о том, что последние играют определяющую роль в формировании очагов пегматитовой магмы и распределении редкометалльных пегматитов при их внедрении на более высокие горизонты. Зональность некоторых полей относительно разломов является дополнительным тому подтверждением.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-45-04144 сибирь).*

## Литература

1. Брынцев В.В. Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присаянья. Новосибирск, Наука. 1994. 184 с.
2. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014, т. 55, № 7, с. 1028–1043.
3. Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика. 2003, т. 44, № 5, с. 422–435.
4. Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002, т. 43, № 8, с. 717–731.
5. Москалева В.Н. Мантийно-коровый магматизм и особенности глубинного строения областей континентального рифтогенеза // Региональная геология и металлогения. 1999, № 9, с. 20–26.

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ СИЕНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) И ЕГО РУДОНОСНОСТЬ

Мамарозиков У.Д., Суюндикова Г.М.

*Институт геологии и геофизики Академии наук Республики Узбекистан, Ташкент,  
udmamarozikov@rambler.ru*

Под внутриплитным магматизмом понимается совокупность магматических процессов, проявившихся после внедрения главной массы субдукционных и коллизионных магматитов на всей площади той или иной плиты. Среди многочисленных продуктов внутриплитного магматизма в складчатых областях, подобных Чаткало-Кураминскому региону, широко проявлены интрузивные породы сиенитоидной ассоциации – габбро-сиениты (монцониты), сиенодиориты (монцодиориты), сиениты, граносиениты, адамеллиты и т. д., известные как источники редких металлов и нерудного сырья. В последние десятилетия в ряде регионов мира в сиенитоидах установлены неизвестные ранее рудные месторождения Fe, Cu, Mo, Au, Ag и платиноидов.

В Чаткало-Кураминском регионе сиенитоиды выявлены в составе алмалыкского (C<sub>1</sub>), кызылсайского (C<sub>3</sub>), гушсай-куюндинского (C<sub>3</sub>), бобойобского (P<sub>1</sub>), бабайтагского (или бабайтаудурского, P<sub>1</sub>), чилтенского (P<sub>1</sub>) и гузаксайского (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>) комплексов. Сиенитоиды участвуют в геологических строениях во многих благородно-редкометалльных рудных полях (Гавасай, Чадак, Актепе, Ерташ, Четсу-Шавкатли, Каракушхана-Башкызылсай, Алмалыкское и др.) и месторождениях редкощелочных металлов (Шавазское), урана и молибдена (Мазарджан, Алатаньга, Разведучасток, Каттасай, Джекиндек, Майликаган, Ризак, Малласай и др.), золота и серебра (Кызылалма, Кочбулак, Актепа, Пирмираб, Гузаксай и др.), меди и молибдена с сопутствующими благородными и редкими металлами (Кальмакыр и др.), апатита (Актепа) и др.)

Бобойобский комплекс включает породы, известные в геологической литературе под названиями «кварцевых диоритов бабайобского типа» и «диоритов, сиенито-диоритов и монцонито-диоритов окрестностей сел. Гава и Теньги» [1]. Ранее они выделялись соответственно в группах предрывашских и послепермских интрузий. Позднее в послепермской группе В.В. Барановым, К.М. Кромской и др. (1972) выделены алычалыкский пермо-триасовый габбро-монцонит-сиенитовый и актепинский раннетриасовый габбро-диорит-сиенитовый комплексы [2]. Произведенный анализ геологического положения и вещественного состава обеих указанных выше групп пород свидетельствует, во-первых, о синхронности их образования и, во-вторых, о большом сходстве их петрографических, петрохимических и геохимических особенностей, позволяющих рассматривать эти группы в рамках единой природной ассоциации магматических пород, за которой оставлено типовое название «бабайобский» комплекс. Небольшие размеры массивов и признаки формирования их в гипабиссальных условиях указывают на принадлежность комплекса к разряду малых порфировых интрузий.

Акцессорно-минеральный тип бабайобского комплекса – встречающихся акцессориев установлены бадделит, касситерит, шеелит, пирит, халькопирит и шпинель. Наиболее примечательная геохимическая особенность бабайобского комплекса – обогащенность фосфором, хлором и стронцием. Характерны превышающие кларк концентрации меди, свинца, золота, серебра, скандия, висмута и молибдена. Из эндогенной минерализации, связанной с формированием комплекса, наибольшее значение имеют апатитовая, медная (с золотом, молибденом, висмутом и серебром) и арсенидно-кобальтовая (с серебром) [3].

В юго-западных отрогах Чаткальского хребта интрузивные тела чилтенского сиенит-граносиенитового комплекса локализованы в пределах двух ареалов: Чилтенском, охватывающем бассейны р. Карабау и Дукунта с их составляющими саями Чилтен, Алатаньга, Куаколь и Майгашкан-Чимганском, расположенном в бассейнах р. Аксакаты, Нурекаты, Бельдерсая. Определяющие породы – сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры чилтенского и бабайтаудурского типов, относимые большинством исследователей региона к послекызылнуринским образованиям участвуют в геологическом строении месторождений редкощелочных металлов (Шавазское), урана и молибдена (Мазарджан, Алатаньга, Разведучасток, Каттасай, Джекиндек, Майликаган и др.), золота и серебра (Кызылалма, Кочбулак, Пирмираб, Гузаксай и др.), апатита (Актепа) и флюорита (Агата-Чибарагата, Наугискен и др.). Небольшие размеры массивов и отчетливые признаки их формирования на гипабиссальных (приповерхностных) глубинах, позволяют относить чилтенский комплекс к ассоциациям типа малых интрузий.

Комплекс образован следующими относительно разновозрастными подразделениями: 1 – мелкозернистые пироксен-амфиболовые кварцевые монцониты и кварцевые монцонит-порфиры, 2 – мелкозернистые пироксен-амфиболовые сиенодиориты, сиениты и их порфировые разновидности, 3 – пироксен-амфибол-биотитовые сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры чилтенского типа, 4 – амфибол-биотитовые кварцевые сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры бабайтаудурского (бабайтагского, по [4]) типа. Доминирующее раз-

витие в составе комплекса получили породы двух последних фаз. Т.Н.Далимов [4] предполагал, что чилтенские сиенит-порфиры и бабайтагские граносиенит-порфиры являются разновозрастными и представляют собой фациальные разновидности. По нему «чилтенские» сиенит-порфиры являются наименее эродированными, в то время как бабайтагские граносиенит-порфиры представляют собой наиболее эродированные части сиенит-порфировых тел, т. е. чилтенские сиенит-порфиры соответствуют – субвулканической фации, бабайтагские граносиенит-порфиры принадлежат к фации малых глубин.

Неоспоримым фактом генетической связи золотого оруденения с сиенитоидными комплексами в Узбекистане является Кошрабадский массив, относящийся к герцинским постколлизийным (внутриплитным) интрузиям Тянь-Шаня и расположенное в его пределах Чармитанское золоторудное поле. На данном поле магматический фактор определяет золоторудная геохимическая специализация кошрабадского габбро(эссексит)-сиенит-граносиенитового интрузивного комплекса, подтвержденная наличием среди акцессорных минералов самородного золота и фактом нарастания концентраций его в наиболее кремнекислых подразделениях [5].

На Чадакском рудном поле (золото-серебряные месторождения Пирмираб и Гузаксай) дайки сиенитоидов встречаются в составах гушсайского и гузаксайского комплексов. Кварцевые сиенит-порфиры, ассоциирующие с порфировидными гранодиоритами гушсай-куйундинского комплекса широко распространены в Северо-гузаксайском и Акташском участках. Они образуют дайки северо-восточного простирания с крутыми углами падения, и выполняют кулисообразные трещины протяженностью от 100–200 м до 1,5 км при средней мощности 5–10 м. Гузаксайский комплекс ( $P_2-T_1$ ), включающий в себя микросиениты и ортоклазовые сиениты, граносиениты, ассоциирующие с долеритами, трахидолеритами, трахириолитами и лейкогранит-порфирами выделен только в пределах Чадакского рудного поля [6]. Одной из черт этого является наличие многочисленных сложных даек двух- и трехчленного строения. Рудогенерирующий потенциал сиенитоидов в Чадакском рудном поле специально никем не изучен. Но имеющиеся данные указывают на высокое содержание редкоземельных элементов (REE – 270–587 г/т) в кварцевых сиенит-порфирах гузаксайского комплекса [6]. Для них установлено также повышенное содержание тория (Th до 97 г/т). В сиенитах серебро-арсенидного месторождения Актепа, размещенного на прилегающей площади с северо-запада к Чадакскому рудному полю, также выявлены высокие содержания редкоземельных элементов (до 1000 г/т) [7].

В геологических строениях Кызылалмасайского и Кочбулакского золоторудных месторождений также участвуют продукты сиенитоидного магматизма – сиенодиориты, сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры. Максимальная концентрация золотого оруденения характерна для центральной части Кызылалмасайской минерализованной зоны [5]. Здесь каледонские граниты фундамента насыщены блок-ксенолитами сланцев и прорваны магматическими телами дайкообразной формы. Преобладают тела сиенодиоритового состава, дайки фельзитов (возможные субвулканические аналоги граносиенитов), пространственно наиболее сближенные с рудными телами, и эксплозивные брекчии, среди которых выделяются как дорудные, так и послерудные разновидности.

Из вышеизложенного обзора о современном состоянии изученности проблемы связи внутриплитного сиенитоидного магматизма с оруденением в Восточном Узбекистане (Чаткало-Кураминский регион) можно предполагать, что в данном регионе основные золото-серебряные и серебряные месторождения с Fe-Cu-U-Nb-Ta-REE нагрузкой являются продуктами единой рудно-магматической системы подобной «кошрабадскому типу» (Чармитанское золоторудное поле, Нуратинский регион, Западный Тянь-Шань). Формированию и эволюции данной рудно-магматической системы мы связываем с мантийной генерацией сиенитоидной (трахитоидной) магмы, обогащенной флюидами с преобладанием  $CO_2$ , транспортировавших благородные и редкие металлы в глубоко проникающих сдвиговых зонах к местам рудолокализации.

## Литература

1. Васильковский Н.П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Т.: изд-во АНУзССР, 1952. 304 с.
2. Баранов В.В., Кромская К.М. Минералого-геохимические особенности Алычальского сиенит-монзонит-габбрового массива (Кураминские горы) // Зап. Узб. Отд. ВМО, вып. 33, 1980. С. 58–61.
3. Юсупов Р.Г. Геохимия пород интрузивного магматизма (Кураминский хребет, Тянь-Шань). Т.: Фан. 1983. 144 с.
4. Далимов Т.Н. Верхняя пермь-нижнетриасовый вулканоплутонический комплекс и некоторые вопросы фацильности магматизма // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Т. 1965. 20 с.
5. Рудные месторождения Узбекистана // Отв. ред. И.М.Голованов. Т.: ИМР, 2001. 660 с.
6. Далимов Р.Т. Геология даек Чадакского грабена // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Т., 1993. 24 с.
7. Рафиков Я.М., Исламов Ф.И., Мусаев А.А. Пермский субщелочной (шошонит-латитовый) интрузивный магматизм Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань, Бобойбский комплекс) // Узб. геол. журн., 1997. № 2. С. 19–32.

# РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНЫХ Cu-Ni-PGE МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЧАТСКОЙ ПРОВИНЦИИ НА ОСНОВЕ ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Миронов Ю.В., Смолькин В.Ф.

Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского РАН, Москва, yuvmtgeo@mail.ru

В пределах Камчатки выявлены две группы гипербазитовых интрузивов с Cu-Ni±PGE оруденением [1]. Интрузивы первой группы (Шануч, Кувалорог и др.) относятся к норит-кортландитовой формации Срединно-Камчатского массива (СКМ), который расположен в тылу Восточного вулканического фронта (ВВФ) и отделен от последнего Центрально-Камчатской депрессией (ЦКД). Данный массив преимущественно сложен метаморфическими комплексами допоздне-мелового возраста. Рудоносные интрузивы имеют поздне-меловой ( $78 \pm 2$  млн лет) и ранне-эоценовый ( $48 \pm 3$  млн лет) возраст [2].

Вторая группа представлена дунит-гарцбургитовыми интрузивами, которые входят в состав офиолитового комплекса Восточной Камчатки, сложенного главным образом вулканогенно-осадочными образованиями мел-палеогенового, в основном, палеоцен-эоценового возраста [3]. Эти массивы имеют тектонические контакты, сильно дислоцированы, их возраст оценивается как ранне-меловой. Наряду с этим здесь встречаются габброиды, амфиболиты и зеленые сланцы домелового возраста [3].

Нами оценена степень геохимического сходства пород этих интрузивных и наиболее близких к ним (в пространственно-временных координатах) вулканических комплексов (рис. 1), а затем уточнена палеогеодинамическая обстановка их формирования на основе известных методов «химической геодинамики». Первичные данные (940 анализов) по составу вулканитов, в основном, заимствованы из базы данных GEOROC [<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>], а интрузивных пород – из работ [4–8].

Среди вулканических образований Камчатки доминируют две серии: умеренно-калиевая базальт-андезит-риолитовая (А-серия) и высококалиевая трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовая (Б-серия). Серия А кроме того характеризуется пониженными содержаниями  $TiO_2$  с небольшим их повышением на ранней стадии дифференциации (в отличие от серии Б с резким понижением содержания  $TiO_2$  на той же стадии). Неоген-четвертичные породы ВВФ практически нацело принадлежат серии А, а вулканические комплексы ЦКД и СКМ как неоген-четвертичного, так и мел-палеогенового возраста сложены породами обеих серий.

Принципиально важно то, что в районе рудоносных интрузий близодновозрастные им мел-палеогеновые вулканиты пред-

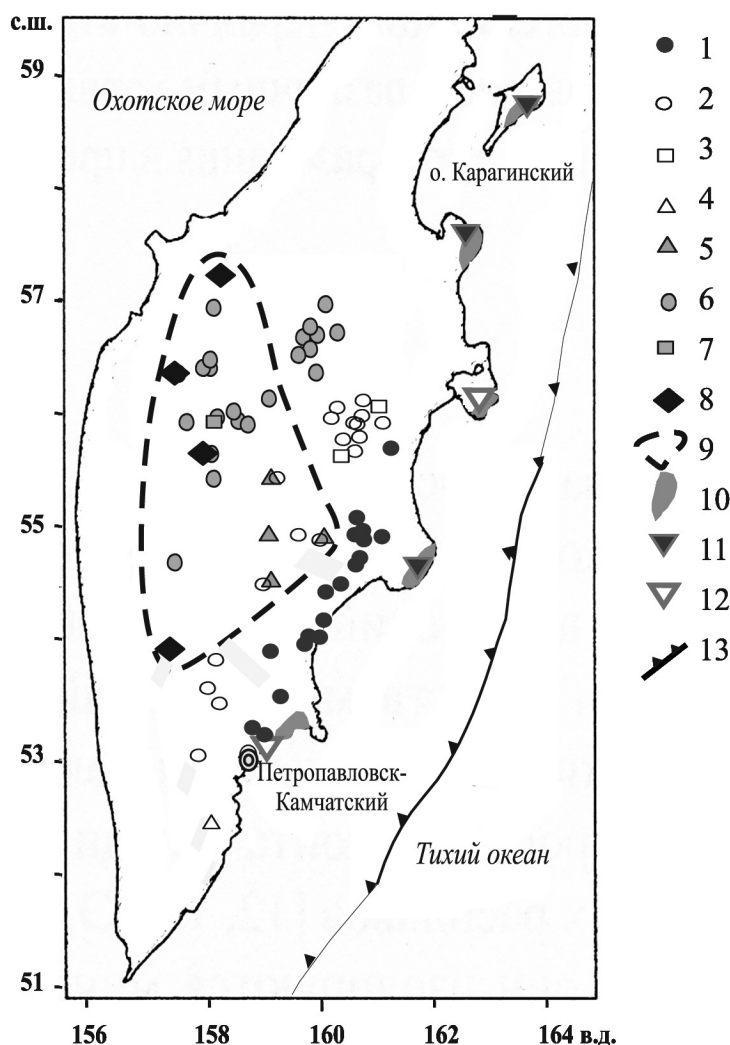


Рис. 1. Схема опробования рассматриваемых магматических комплексов Камчатки.

1 – неоген-четвертичные вулканические комплексы ВВФ, 2–5 – вулканические комплексы ЦКД (2 – неоген-четвертичные, 3 – палеогеновые, 4 – меловые за пределами района рудоносных интрузивов, 5 – меловые в районе рудоносных интрузивов), 6–7 – вулканические комплексы СКМ (6 – неоген-четвертичные, 7 – палеогеновые), 8 – мел-палеогеновые интрузивные комплексы СКМ, 9 – район распространения мел-палеогеновых пикритовых и рудоносных интрузивных комплексов, 10 – мел-палеогеновые офиолитовые комплексы, 11–12 – дунит-гарцбургитовые массивы (11 – рудоносные, 12 – без выявленного оруденения), 13 – фронт субдукции.

ставлены исключительно пикритами. При этом ареал развития пикритов охватывает не только СКМ, но и прилегающую область ЦКД (рис. 1). Среди пикритов преобладают низкощелочные и низкотитанистые типы, которые на всех бинарных диаграммах типа « $\text{SiO}_2$  – петрогенный окисел» наращивают тренд составов серии А в интервале низких содержаний  $\text{SiO}_2$ , однако в отдельных случаях пикриты обладают повышенной щелочностью и могут быть отнесены к серии Б.

Наиболее магнезиальные разновидности пород из всех рудоносных интрузивов СКМ по химическому составу соответствуют пикритам, а более кремнекислые породы – вулканическим породам соответствующих серий, но с более ограниченным диапазоном дифференциации (до андезитов). При этом иногда даже в одном и том же интрузиве выявляются дифференциаты, отвечающие по составу разным вулканическим сериям.

Среди мел-палеогеновых вулканогенных пород офиолитового пояса Восточной Камчатки резко преобладают базальты и андезитобазальты. Более кислые породы (андезиты, реже дациты) встречены только на острове Карагинский. В отличие от других регионов Камчатки, в вулканических сериях данного пояса отсутствуют ультраосновные разновидности (пикриты), а рудоносные интрузивы, напротив, сложены исключительно наиболее ультраосновными породами. На петрохимических диаграммах это проявляется в существенном разрыве между крайними членами вулканических и интрузивных серий. Более того, по соотношению ряда элементов (например,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ ) точки составов интрузивных пород, лежат явно не на продолжении тренда составов вулканитов.

На диаграмме  $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$  для разделения базальтов из различных геодинамических обстановок [9, 10] неоген-четвертичные вулканиты ВВФ попадают в поле типичных островодужных комплексов, в то время как одновозрастные им, а также палеогеновые вулканиты из тыловых частей современной островодужной системы (ЦКД, СКМ) занимают двойственное положение. Значительная их часть расположена в поле островодужных вулканитов, меньшая – тяготеет к полю вулканитов континентальных рифтов. Породы мелового возраста в большей степени проявляют сходство с вулканитами континентальных рифтов. Той же двойственностью характеризуется и породы рудоносных интрузивов СКМ.

Мел-палеогеновые вулканические породы офиолитового комплекса Восточной Камчатки на диаграмме  $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2$  занимают отчетливое положение в поле базальтов островных дуг, иногда окраинных задуговых бассейнов. На основе анализа хромистости шпинелидов в перидотитах из рудоносных интрузивов этого пояса сделан вывод, что подавляющая их часть также первично была образована в островных дугах, реже во внутриокеанских областях или в задуговых бассейнах [4, 11].

На основе полученных результатов можно уточнить позицию рассматриваемых рудоносных интрузивов в общем геодинамическом развитии Камчатки. Интрузивы СКМ формировались в позднем мелу – раннем эоцене на домеловом метаморфическом фундаменте. Родоначальные для них магмы генетически связаны с пикритовыми комплексами, ареал развития которых охватывает не только СКМ, но и прилегающую область ЦКД. Все вулканические породы мелового возраста ЦКД проявляют геохимическое сходство с вулканитами континентальных рифтов. По времени этот период совпадает с периодом интенсивного внутриплитного вулканизма и активного формирования океанской коры в условиях рассеянного спрединга в прилегающей западной части Тихого океана. На Камчатке, как и во всех внешних островных дугах Западно-Тихоокеанского пояса, процессы субдукции возобновились в эоцене (примерно 45 млн лет назад) в связи с заложением глобальной зоны спрединга на Восточно-Тихоокеанском поднятии [10]. Эти процессы привели к смене преобладающего режима растяжения на сжатие, что, вероятно, и послужило закрытию путей проникновения к поверхности недифференцированных пикритовых расплавов. На востоке Камчатки возник собственно островодужный вулканический фронт и начал формироваться офиолитовый пояс, в котором оказались тектонически совмещены фрагменты различных палеостроводужных и океанских комплексов. К их числу относятся и раннемеловые рудоносные дунит-гарцбургитовые интрузивы, которые не обнаруживают геохимической связи с наиболее близкими по возрасту палеостроводужными базальт-андезитобазальтовыми комплексами.

*Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2 «Рудные месторождения: от генетических моделей к их прогнозу на территории России».*

## Литература

1. Байков А.И. Проблемы нелинейной металлогении Камчатки // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки / Отв. ред. Г.А.Карпов. М.: Научный Мир, 2001. С. 267–284.
2. Сидоров В.М., Степанов В.А. Геофизические поля и никеленосность Камчатского Срединного массива // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. №2. Вып. 8. С. 140–150.
3. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Офиолитовые комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки / Отв. ред. Г.А.Карпов. М.: Научный Мир, 2001. С. 159–169.

4. Осипенко А.Б., Аносов Г.И. Петрология ультрамафитов бухты Раковой, Восточная Камчатка // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки / Отв. ред. Г.А. Карпов. М.: Научный Мир, 2001. С. 192–214.
5. Селянгин О.Б. Петрология никеленосных базитов Шанучского рудного поля // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 2. С. 33–55.
6. Селянгин О.Б. Кортландит-амфиболовый пироксенит-горнблендитовая серия расслоенного никеленосного интрузива Восточно-Геофизический, Шанучское рудное поле, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 9–29.
7. Селянгин О.Б. Новые данные о строении и эволюции никеленосного интрузива Кувалорог, южная Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 111–126.
8. Толмачева Е.В., Осипенко А.Б. Генетический анализ включений в породообразующих минералах ультрамафитов Восточной Камчатки // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки / Отв. ред. Г.А. Карпов. М.: Научный Мир, 2001. С. 231–244.
9. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Доклады АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484–1487.
10. Миронов Ю.В., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г., Мирлин Е.Г. Вулканизм и океанское колчеданообразование. М.: Научный мир, 1999. 176 с.
11. Осипенко А.Б., Крылов К.А. Геохимическая гетерогенность мантийных перидотитов в офиолитах Восточной Камчатки: причины и геодинамические следствия // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки / Отв. ред. Г.А. Карпов. М.: Научный Мир, 2001. С. 138–158.

## ПЕТРОЛОГИЯ И U-Pb ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД П-ОВА СВЯТОЙ НОС (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Михеев Е.И.<sup>1,2</sup>, Владимиров А.Г.<sup>1,2,3</sup>, Цыганков А.А.<sup>4</sup>, Хубанов В.Б.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>ИГМ СО РАН, Новосибирск, mikheev@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Томский государственный университет, Томск

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск

<sup>4</sup>ГИН СО РАН, Улан-Удэ

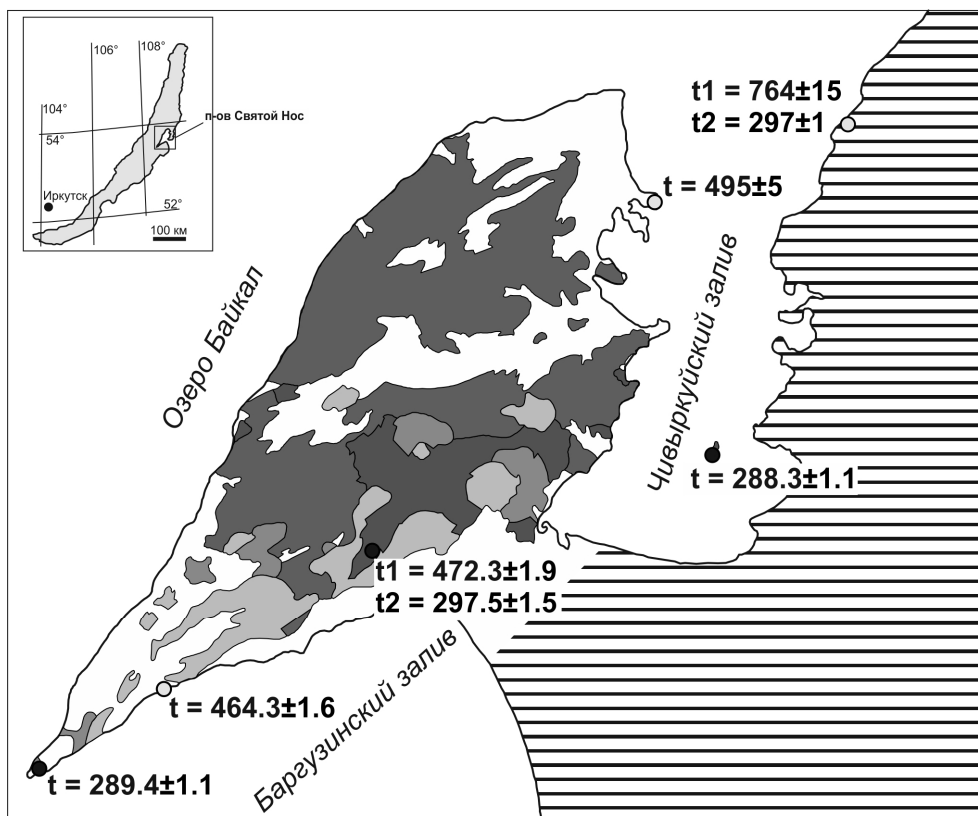
В геологической структуре п-ова Святой Нос выделяется два сегмента. Северная часть полуострова сложена метаморфическими породами Чернорудского гранулитового комплекса [1], южная часть – Ольхонской метаморфической серией амфиболитовой фации [2]. Метаморфические комплексы прорываются раннепермскими гранитоидами Ангаро-Витимского батолита, которые занимают две трети территории полуострова (рисунок).

Метаморфические породы п-ова Святой Нос представлены чередованием пачек основных гнейсов, мраморов, кварцитов [2]. Гнейсовые пачки преобладают в южной и северной частях полуострова, а кварцито-сланцево-карбонатные – в средней части. Толща гранулитов представлена клинопироксен-амфиболовыми гнейсами, имеет северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад. Для гранулитового комплекса характерно наличие мощных зон мраморного меланжа с включениями метагабброидов. Метаморфическая толща насыщена многочисленными жилами гранатсодержащих граносиенит-гранитов и гранит-пегматитов. Возраст гранулитового метаморфизма, определенный по гнейсам составляет  $495 \pm 5$  млн лет [3].

Амфиболитовый комплекс на юге полуострова сложен амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и амфиболитами. Получены новые геохронологические данные, позволившие установить возраст метаморфизма амфиболитовой фации. U-Pb изотопным датированием по циркону из Vt-Amp гнейса определен возраст  $464,3 \pm 1,6$  млн лет.

Новые U-Pb изотопные даты интрузивных гранитоидов отвечают возрастному интервалу 299–288 млн лет, что соответствует возрасту чивыркуйского и зазинского комплексов Ангаро-Витимского батолита в Забайкалье [4]. Необходимо подчеркнуть, что в одной из проб гранитов был продатирован ксеногенный циркон, возраст которого близок к возрасту метаморфизма амфиболитовой фации на полуострове Святой Нос –  $472,3 \pm 1,9$  млн лет.

Полученные данные подтверждают корреляцию метаморфических комплексов Ольхонского региона и п-ова Святой Нос. Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ №№ 14–05–00747, 15–05–10068 и РНФ № 15–17–10010.



Данные U-Pb изотопного датирования (в млн лет) по цирконам из гранитоидов (черные точки) и гнейсов (серые точки) п-ова Святой Нос. Оттенками серого на полуострове обозначены массивы интрузивных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Заштрихованная область – структурно-вещественные комплексы Забайкалья, нерасчлененные. На врезке – географическое положение п-ова Святой Нос

#### Литература

1. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. – 2009. – № 11. – С. 1181–1199.
2. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф. Состав, РТ-параметры и метасоматические преобразования основных сланцев п-ова Святой Нос (Прибайкалье) // Геохимия. – 2008. – № 2. – С. 167–182.
3. Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Баянова Т.Б., Травин А.В., Юдин Д.С., Мехоношин А.С., Орсов Д.А. Термохронология гранулитов п-ова Святой Нос (Забайкалье) // Доклады РАН. – 2014. – т. 455. – № 3. – с. 317–322.
4. Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. – 2014. – т.55. – № 2. – с. 197–227.

### ПРОТОЛИТЫ МАНТИЙНЫХ ЭКЛОГИТОВ А ТИПА (ГРАНАТОВЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ) ИЗ КСЕНОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ ИМ. В.ГРИБА, АРХАНГЕЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Носова А.А., Сазонова Л.В., Ларионова Ю.О., Каргин А.В., Дубинина Е.О., Смирнова М.Д.

ИГЕМ РАН, Москва, nosova@igem.ru

Проведены детальные исследования новой коллекции ксенолитов эклогитов из кимберлитов трубки Гриба Архангельской провинции. Коллекция включает эклогиты А, Ви С типов [5, 11]. В данном исследовании основное внимание уделено ксенолитам гранатовых клинопироксенитов (эклогитов типа А, высоко MgO-эклогитам). Для них установлены два контрастных по составу типа протолитов – деплетированный, отвечающий реститу океанической коры, и геохимически обогащенный, соответствующий пироксенитам – мантийным метасоматитам, образованным в надсубдукционной обстановке.

Кимберлиты трубки им. В.Гриба содержат значительное количество ксенолитов эклогитового парагенезиса. Проведенные предшествующими исследованиями гранат-клинопироксеновых ксенолитов из кимберлитов АП показали следующее: 1) в кимберлитах трубки им. В.Гриба и трубок Кепинского поля установлены эклогиты, эклогитоподобные породы и гранулиты [2]. Последние отнесены Е.В.Щукиной к эклогитам эквивалентного типа [3], однако породы этого типа, согласно исследованиям [6] и нашим данным являются нижнекоровыми интенсивно метасоматизированными породами гранулитовой фации. В работе [7] среди мантийных эклогитов из трубки им. В.Гриба установлены эклогиты типов А и В, в работе [3] продолжено изучение этой коллекции и дополнительно изучены несколько ксенолитов эклогитов типа А и В, а также ксенолит типа С. По мнению [7, 3] эклогиты типа А представляют собой кумуляты мантийных магм базальтового состава, а протолитом эклогитов типов В и С является субдуцированная океаническая кора.

В новой коллекции изучены составы минералов (EPMA), их геохимия (SIMS, LA-ICP-MS) и изотопный состав кислорода в них, валовый состав пород (XRF, ICP-MS) и их изотопно-геохимические особенности (Sr, Nd).

Гранатовые клинопироксениты характеризуются крупнозернистыми структурами, часто демонстрируют умеренные деформационные текстуры, выраженные в линейной ориентировке удлиненных зерен граната и клинопироксена, размером до  $0.5\text{--}1.0 \times 2.0\text{--}3.0$  см и  $1.0 \times 3.0$  см соответственно. Метасоматические преобразования выражены развитием флогопита и карбоната в виде сети прожилков, а также кайм и зон замещения по краям зерен и вдоль тонких прожилков внутри зерен.

Эклогиты А1 характеризуются высоко- MgO составами слагающих их гранатов (20.8–21.4 вес.% MgO, до 0.6 вес.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и клинопироксенов (16.0–17.0 вес.% MgO, 1.2–1.8 вес.% Na<sub>2</sub>O). На классификационных диаграммах [5, 11] они располагаются практически в поле гранатов и клинопироксенов из мантийных перидотитов. Крайне редко в центральных частях гранатов и клинопироксенов сохраняются реликты низко-Mg и ом-фацитовых разностей, указывающих на исходный состав эклогитов, соответствующий В типу.

Распределение РЗЭ в гранатах отличается выраженным фракционированием тяжелых лантаноидов (Lu/Gd)<sub>n</sub> составляет 3.0–5.1), отсутствием или наличием слабой положительной Eu (Eu/Eu\* 1.0–1.2) аномалии, в мультиэлементном спектре отсутствует (Zr/Sm)<sub>PM</sub> аномалия (0.8–1.2). Клинопироксены характеризуются сильным обогащением легкими РЗЭ ((La/Lu)<sub>n</sub> = 82–75) при сильном фракционировании как легких ((La/Sm)<sub>n</sub> = 6–7), так и тяжелых ((Gd/Yb)<sub>n</sub> = 4–11) лантаноидов и наличием отрицательной (Zr/Sm)<sub>PM</sub> аномалии (0.2–0.5) в мультиэлементном спектре. В реликтовых участках клинопироксены показывают менее фракционированный, слабо куполовидный профиль РЗЭ.

Изотопный состав кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  в гранатах и клинопироксенах эклогитов А1 варьирует от 5.2 до 6.1–6.3‰, т.е. выходит за интервал мантийных значений, указывая на исходный коровый протолит.

Распределение РЗЭ в валовом составе ксенолитов (Mg# 0.81–0.88), имеет выраженный двухкомпонентный характер: легкие РЗЭ характеризуются сильным фракционированием ((La/Sm)<sub>n</sub> до 7.4), а тяжелые РЗЭ деплетированы – обогащены Lu и Yb относительно Gd ((Gd/Yb)<sub>n</sub> до 0.65). Расчеты (модель смешения) возможного вклада кимберлитового расплава (использованы составы автолитов из трубки Гриба) в распределение РЗЭ эклогитов, которые могли иметь деплетированный состав, типичный для эклогитов А типа, показали, что при добавлении 40–50% кимберлита, когда достигается обогащение легкими лантаноидами на уровне, наблюдаемом в эклогитах А1, распределение тяжелых РЗЭ приобретает обогащенный характер ((Gd/Yb)<sub>n</sub> 1.2–1.6), что не соответствует как наблюдаемому, так и рассчитанному по Ga<sub>g</sub> и Cr<sub>x</sub> деплетированному распределению тяжелых РЗЭ в эклогитах. Полученный результат показывает, что эклогиты приобрели РЗЭ геохимические характеристики до того, как испытали воздействие кимберлитового расплава, вмещающего их ксенолиты.

Изотопный состав Sr в валовых пробах ксенолитов А1 эклогитов (рассчитан на возраст кимберлитов трубки им. В.Гриба 374 млн лет, наши данные) лежит в узком интервале значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  0.7051–0.7053. Изотопный состав Nd варьирует в пределах положительных значений  $\epsilon\text{Nd}(t)$  0.5–7.1

Эклогиты А2 отличаются менее магнезиальными составами гранатов (15.4–16.4 вес.% MgO, до 0.3 вес.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и клинопироксенов (14.9–16.5 вес.% MgO, 1.6–2.3 вес.% Na<sub>2</sub>O) и на соответствующих диаграммах [5, 11] лежат вблизи границы полей эклогитов А и В типов. Распределение РЗЭ в гранатах отличается несколько менее фракционированным профилем тяжелых РЗЭ ((Lu/Gd)<sub>n</sub> 2.5–3.3) и деплетированием легкими РЗЭ; клинопироксены характеризуются слабо куполовидным распределением РЗЭ с максимумом в области Pr-Nd, они меньше фракционированы (за счет куполовидного распределения (La/Lu)<sub>n</sub> = 17–27), чем в А1 эклогитах, особенно в области легких РЗЭ ((La/Sm)<sub>n</sub> = 1.0–1.3) при сильном фракционировании тяжелых РЗЭ ((Gd/Yb)<sub>n</sub> около 12), в мультиэлементных спектрах присутствуют умеренные (Zr/Sm)<sub>PM</sub> аномалии (около 0.5).

Изотопный состав кислорода граната эклогитов А2 отвечает мантийному интервалу ( $\delta^{18}\text{O}$  = 5.2‰).

Измеренные валовые составы пород характеризуются Mg# 0.71–0.76, т.е. эклогиты А2 значительно менее магнезиальные, чем эклогиты А1, они имеют повышенные концентрации Ti (до 1.5% TiO<sub>2</sub>, при том, что в эклогитах А1 TiO<sub>2</sub> не выше 0.3%). Породы имеют сильно фракционированное распределение РЗЭ ((La/Sm)<sub>n</sub> до 2.5, (Gd/Yb)<sub>n</sub> до 3.0). Геохимически обогащенный характер сохраняет и расчетный состав пород (Ga<sub>g</sub>/Cr<sub>x</sub> = 20/80), в котором (La/Yb)<sub>n</sub> составляет 2.8–3.1.



Изотопный состав  $\text{Sr}$  в экологитах A2 варьирует от высоко- до умереннорadiогенных значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  (0.7101–0.7048), а изотопный состав Nd низкорadiогенный –  $\epsilon\text{Nd}(374) = -27$ . Если допустить, что порода приобрела измеренное  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.122$  только 374 млн лет назад за счет воздействия кимберлитового расплава, а до того имела  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.135$ , полученное из расчетного по составам Гаги Срх, то  $\epsilon\text{Nd}(374) = -15$ . Модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  оценивается в 2.8 млрд лет.

Расчетный и в значительной мере наблюдаемый геохимический облик экологитов A1 типа и, в первую очередь, двухкомпонентный тип распределения P3Э, аналогичен высоко- MgO экологитам кимберлитовых трубок Джериго [9] и Коиду [4]. Согласно имеющимся моделям, эти экологиты либо представляют кумулаты высоко- MgO магм (пикритов) [4], либо формировались за счет метасоматического воздействия высоко- MgO обогащенного редкими элементами метасоматического агента, или произошли за счет базитового протолита типа экологитов B, трансформированного многостадийным процессом, включавшим плавление экологитовых фрагментов в перидотитовом субстрате в глубинных условиях ( $P > 3.5$  GPa, [12, 8] с отделением существенно карбонатного расплава и метасоматическим уравниванием экологитов с вмещающими перидотитами [9]. Сходство некоторых геохимических и изотопно-геохимических (Nd) характеристик экологитов A1 и экологитов B из кимберлитов трубки Гриба, а также наличие реликтов омфакита и низко-Mg гранатов в экологитах A1 позволяет предположить, что они произошли за счет базитового протолита типа экологитов B. Последние представляли собой скорее всего реститы по кумулатам MORB (океаническим габбро). В ходе метасоматоза карбонатным флюидом/расплавом при взаимодействии с перидотитовым субстратом они приобрели облик экологитов A1 типа. Полученные геохимические и изотопно-геохимические данные по A2 экологитам, (прежде всего, обогащенный характер распределения P3Э в гранатах, клинопироксенах и расчетном валовом составе породы и оценка модельного возраста в 2.8 млрд. лет) указывают на то, что протолитом их могли являться пироксениты, сформированные в архейской литосфере за счет метасоматоза перидотитов мантийного клина расплавами адакитового типа в ходе неоархейских субдукционных событий около 2.8 млрд. лет назад, согласно модели, предложенной в [1]. Альтернативной моделью может быть формирование пироксенитового протолита как мантийного кумулата щелочных базальтов [10].

*Исследования поддержаны грантом РФФИ 13–05–00644а.*

## Литература

1. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.
2. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Петрология. 2000. Т. 2. № 5. С. 525–554.
3. Щукина Е.В. Минералого-геохимические особенности ксенолитов литосферной мантии из кимберлитовой трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция // автореферат дисс. к.г.-м.н. 2013. Новосибирск. ИГМ СО РАН. 24 стр.
4. Barth, M.G., Rudnick, R.L., Horn, I., et al. Geochemistry of xenoliths/eclogites from West Africa. Part 2: Origins of high MgO eclogites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 4325–4434.
5. Coleman, R. G., Lee, E. D., Beatty, L. B. & Brannock, W.W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities // Geological Society of America Bulletin. 1965. V. 76. P. 483–508.
6. Koreshkova M. Yu., Downes H., Glebovitsky V. A. et al. Zircon trace element characteristics and ages in granulite xenoliths: a key to understanding the age and origin of the lower crust, Arkhangelsk kimberlite province, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. P. 167:973.
7. Malkovets V., Taylor L., Griffin W. et al. Eclogites From The Grib Kimberlite Pipe, Arkhangelsk, Russia // 8th International Kimberlite Conference Long Abstract. 2003. Victoria: 220. Springer, Berlin. CD-ROM.
8. Rosenthal A., Yaxley G. M., Green D. H. et al. Continuous eclogite melting and variable refertilisation in upwelling heterogeneous mantle // Sci. Rep. 2014. 4. 6099; DOI:10.1038/srep06099.
9. Smart, K. A., Heaman, L. M., Chacko, T. et al. The origin of high-MgO diamond eclogites from the Jericho kimberlite, Canada // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 284. P. 527–537.
10. Smart, K. A., Chacko, T., Stachel, T. et al. Eclogite formation beneath the northern Slave craton constrained by diamond inclusions: Oceanic lithosphere origin without a crustal signature // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 319–320. P. 165–177.
11. Taylor, L. A., Neal, C. R. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, Part 1: Mineralogy, petrology, and whole-rock chemistry // Journal of Geology 1989. V. 97. P. 551–567.
12. Yaxley, G.M., Green, D.H., Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilization by subduction of oceanic crust // Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1998. V. 78. P. 243–255.

# ГЕОХИМИЯ ОЛИВИНОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОЛИВИНОВ-НЕОБЛАСТОВ В ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТАХ

Носова А.А.<sup>1</sup>, Сазонова Л.В.<sup>1</sup>, Каргин А.В.<sup>1</sup>, Борисовский С.Е.<sup>1</sup>, Хвостиков В.А.<sup>2</sup>, Бурмий Ж.П.<sup>2</sup>, Третьяченко В.В.<sup>3</sup>, Дубинина Е.О.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ИГЕМ РАН, Москва, nosova@igem.ru

<sup>2</sup>ИПТ РАН, Черноголовка

<sup>3</sup>АК «АЛРОСА», Архангельск

В докладе представлены результаты первого систематического исследования оливинов (оливины из перидотитовых ксенолитов, оливины макрокристового типа (Ol-I), зональные оливины фенокристового типа (Ol-II) из кимберлитов двух алмазоносных трубок Архангельской алмазоносной провинции – трубки им. В. Гриба и трубки Пионерская. Кимберлиты трубки им. В.Гриба содержат многочисленные ксенолиты перидотитов, в том числе деформированных. Были изучены оливины из ксенолитов гранатовых перидотитов и гарцбургитов, а также, наиболее подробно, из ксенолита деформированных перидотитов.

Было выполнено около 550 микрозондовых анализов оливина методом EPMA по прецизионной методике [17, 2] в ИГЕМ РАН и около 100 анализов оливинов методом LA-ICP-MS в ИПТ РАН. Изотопный состав кислорода был определен в 10 образцах оливинов в ИГЕМ РАН.

Оценки *PT* параметров равновесия для включений ортопироксена в оливине из кимберлитов трубки Пионерская с использованием [5, 13] соответствуют *T* около 960 °C и *P* около 4.7 ГПа. Для кимберлитов трубки им. Гриба при изучении мегакристов ильменитов и клинопироксенов были получены оценки *T* не ниже 960–1200 °C и *P* от 3.7 до 6.8 ГПа [12, 1]. Температура и давление, при котором были уравновешены оливин, пироксен и гранат в ксенолите деформированного перидотита оценены в 1160–1200 °C и 5.5–6.2 ГПа.

По размерам и морфологии зерен в кимберлитах выделяют две группы оливинов: 1) Ol-I-относительно большие зерна ( $\geq 1$  мм), обычно с округлыми формами; 2) Ol-II- более мелкие зерна, имеющие идиоморфные и субидиоморфные очертания, и часто зональные.

Среди оливинов из кимберлитов трубки им. В. Гриба преобладают бесцветные высоко-Mg# низко-TiOl-I. Они характеризуются Mg# от 92.1 до 93.0 при среднем значении  $92.5 \pm 0.3$ , отличаются низкими концентрациями Ti, не превышающими 70 ppm. Содержания Ni высокие – около 3000 ppm, содержания Cr умеренные – около 130 ppm. Для них характерны высокие концентрации Nb и Zr при варьирующем до высоких значений Nb/Zr отношении (от 0.2 до 3.6, в среднем 1.7), а также довольно высокие концентрации Na. Еще одной их особенностью является обогащение Cu при умеренных концентрациях Zn и соответственно, низкое Zn/Cu отношение (в среднем 9.6). Содержания Li минимальны среди всех изученных оливинов. По уровню концентраций ряда элементов (Mn, Nb, Ti) оливины проявляют больше сходства с фенокристами, чем с оливинами ксенолитов из кимберлитов [7].

Оливины из кимберлитов трубки Пионерская разделены на два типа, различающиеся геохимическими особенностями и окраской: 1) бесцветные либо со слабой зеленоватой окраской, с низкими концентрациями Ti, в среднем составляющими  $35 \pm 18$  ppm, и 2) с выраженной желтоватой окраской и высокими концентрациями Ti, в среднем составляющими  $185 \pm 52$  ppm. Бесцветные и желтые оливины имеют близкие значения Mg# (среднее  $92.1 \pm 0.5$  и  $92.0 \pm 0.7$  соответственно) и характеризуются близкими концентрациями и сходными трендами распределения относительно Mg# таких элементов как Na, Mn, Zn, Cu, V: по мере снижения Mg# оливинов в них возрастают концентрации этих элементов. Бесцветные оливины отличаются более высокими концентрациями Ni и Cr, а желтые – B, Li, Nb, Zr и Ti. По сравнению с оливинами из кимберлитов трубки Гриба отношение Zn/Cu в них значительно выше и составляет в среднем 15 и 28 для бесцветных и желтых разновидностей соответственно. Концентрации Ni варьируют довольно широко (2350–3170 ppm), в бесцветных разновидностях его содержания выше, чем в желтых.

Оливины – *необласты* из деформированного перидотита имеют выраженную светло-желтую и желтую окраску. Они отличаются наиболее железистым составом из всех изученных оливинов, имеют среднюю  $Mg\# = 89.6 \pm 0.7$  и высокие концентрации Ti, в среднем составляющие  $244 \pm 56$  ppm. Оливины обогащены Mn, Zn, V и обеднены B, Li, Nb, Zr, Ni и Cr по сравнению с оливинами из кимберлитов. По сравнению с оливинами из кимберлитов *необласты* отличаются низкими Nb/Zr (среднее 0.8) и Zn/Cu (среднее 11) отношениями. Порфiroкlastы отличаются более Mg# составом и в отношении всех элементов образуют тренд, направленный к оливинам из кимберлитов трубки Гриба.

В кимберлитах обеих трубок в качестве ядер Ol-II преобладают низко-Ti оливины, имеющие значительное сходство составов с Ol-I; в трубке Пионерская присутствуют как высоко-Ti, так и низко-Ti ядра; в трубке им. В.Гриба не было обнаружено ядер, соответствующих высоко-TiOl-I.

Внешние зоны оливинов, как и мелкие оливины основной массы, отличаются сильными вариациями содержания малых элементов в узком интервале значений  $Mg\#$  (в среднем составляющей  $90.5 \pm 0.3$ ).

Изотопный состав кислорода был определен в оливинах из кимберлитов трубок Гриба и Пионерская (бесцветные и желтые разновидности), из ксенолита деформированного перидотита, а также из ксенолитов гранатового гарцбургита и гранатовых лерцолитов.

Все оливины характеризуются значениями  $\delta^{18}O$  в пределах  $5.04$ – $5.64$  ‰, что соответствует интервалу значений  $\delta^{18}O$  мантийного оливина  $= 5.5 \pm 0.2$  [16]. Более высокие значения  $\delta^{18}O$  установлены для оливинов из трубки В.Гриба, наиболее низкие – для желтых оливинов из кимберлитов трубки Пионерская.

Если предположить, что составы автолитов из кимберлитов трубки Гриба [3] и порфировых кимберлитов трубки Пионерская [14] близки расплавам, равновесным оливинам, то мы можем использовать оливинный оксидометр [15] для оценки  $fO_2$ . Расчеты показывают, что при  $T=1000$  °C окислительно-восстановительные условия для равновесия оливинов из кимберлитов трубки Гриба соответствуют  $fO_2$   $-0.5$  lgΔQFM, а оливинов из кимберлитов трубки Пионерская –  $2.1$  lgΔQFM. Полученные оценки  $fO_2$  близки к оценке окислительно-восстановительного режима для кристаллизации кимберлитов поля Лак де Гра, где  $fO_2$  составляла  $\Delta \lg(NNO) = -3.0$ – $-2.2$  [9], и отвечает несколько более восстановительным условиям, чем оцененным для кристаллизации ильменита в кимберлитах одного из силлов Кепинского поля ААП ( $\Delta \lg(NNO) = -0.6$ , [1]).

Концентрации Ti в оливинах из перидотитовых ксенолитов в кимберлитах значительно превышают таковые в оливинах из орогенных перидотитов, увеличение концентраций Ti в кратонных перидотитах связывают с метасоматическим воздействием астеносферных выплавов [8]. Наряду с умеренно- Ti оливинами в кимберлитах могут присутствовать и высоко-Ti оливины, концентрации Ti в которых достигают нескольких сотен ppm. Оливин такого состава прежде всего характерен для кайм, нарастающих как на мелкие кристаллы, так и на крупные зерна: для него предполагается кристаллизация из кимберлитового расплава [11, 4, 6]. В изученных нами кимберлитах высоко- Ti составы ( $126$ – $354$  ppm) характерны для неомасов из ксенолита деформированного перидотита. Средние составы неомасов очень близки к составам краевых зон оливинов-II из кимберлитов. Например, средние содержания Ti (ppm) составляют  $241 \pm 46$  и  $241 \pm 29$ , содержания Ni (ppm) –  $2080 \pm 189$  и  $2051 \pm 979$  соответственно и т. п. [4]. Неомасовы имеют несколько более железистый состав, чем краевые зоны оливинов-II: средняя  $Mg\#$  первых составляет  $89.7 \pm 0.6$ , а вторых –  $90.5 \pm 0.2$ . Расчет геохимических характеристик расплава, равновесного с оливинами-неомасами показал, что они очень близки к характеристикам кимберлитов, слагающих автолиты в АКБ трубки им. В. Гриба. По сравнению с модельными 1% выплавками из карбонатизированных гранатового лерцолита или гарцбургита [10] расплав, равновесный с оливинами-неомасами, отличается более высокими концентрациями Nb, и пониженными – Zr, Cr. Существенно карбонатные расплавы и карбонатиты, в отличие от силикатных жидкостей, будут обогащены Nb относительно Zr. Это следует как из  $D_{Zr} < D_{Nb}$  между карбонатной и силикатной жидкостями, так и из данных по природным карбонатитам, связанным с ультраосновным магматизмом. Концентрации Ti в равновесном с неомасами расплаве близки к таковым в модельной выплавке из карбонатизированного гарцбургита [10] и в целом этот расплав ближе к выплавке из гарцбургита, чем из лерцолита.

Мы полагаем, что расплав, ответственный за кристаллизацию оливинов-неомасов, представлял собой раннюю, обогащенную карбонатной составляющей выплавку из карбонатизированного гарцбургита (расплав 1). В процессе взаимодействия с вмещающими перидотитами по реакции типа ( $orp + ol1 + \text{расплав 1} \rightarrow ol2 + \text{расплав 2}$ ) он приобретал дополнительные мафические компоненты (Mg, Cr) и кристаллизация краевых зон оливинов-II и оливинов основной массы происходила уже из расплава 2.

*Исследования поддержаны грантом РФФИ 13–05–00644а.*

## Литература

1. Голубкова А.Б., Носова А.А., Ларионова Ю.О. Мегакристы Mg-ильменита из кимберлитов Архангельской провинции (Россия): генезис и взаимодействие с кимберлитовым расплавом и посткимберлитовым флюидом // Геохимия. 2013. № 5. С. 396.
2. Каргин А.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О. и др. Мезопротерозойские оранжиты (кимберлиты II) западной Карелии: минералогические, геохимические и Nd-Sr изотопно-геохимические особенности // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 171–207.
3. Кононова В.А., Голубева Ю.Ю., Богатилов О.А., Каргин А.В. Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 6. С. 483–505.
4. Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В., Борисовский С.Е., Третьяченко В.В., Абазова З.М., Грибань Ю.Г. Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция, Россия): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. № 3. (в печати)
5. Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353–1378.

6. Bussweiler Y., Foley S. F., Prelević D., Jacob D. E. The olivine macrocryst problem: New insights from minor and trace element compositions of olivine from Lac de Gras kimberlites, Canada // *Lithos*. 2015. V. 220–223. P. 238–252.
7. De Hoog J.C., Gall L., Cornell D.H. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry // *Chemical Geology*. 2010. V. 270. P. 196–215.
8. Doucet L.S., Ionov D.A., Brey G.P., Golovin A.V., Ashchepkov I.V. Origin of garnet peridotites in the lithospheric mantle beneath the Siberian craton // *Geophysical Research Abstracts*. 2012. V. 14. EGU2012–10186.
9. Fedortchouk Y., Canil D. Intensive variables in kimberlite magmas, Lac de Gras, Canada and implications for diamond survival // *J. Petrol.* 2004. V. 45. P. 1725–1745.
10. Girmis A.V., Bulatov V.K., Brey G.P. et al. Trace element partitioning between mantle minerals and silico-carbonate melts at 6–12 GPa and applications to mantle metasomatism and kimberlite genesis // *Lithos*. 2013. V. 160–161. P. 183–200.
11. Kamenetsky V., Kamenetsky M., Sobolev A., et al. Olivine in the Udachnaya–East kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins // *J. Petrol.* 2008. V. 49. P. 823–839.
12. Kostrovitsky S.I., Malkovets V.G., Verichev E.M., et al. Megacrysts from the Gribkimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia) // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 511–523.
13. MacGregor I.D. The system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>: solubility of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in enstatite for Spinel and garnet peridotite compositions // *American Mineralogist*. 1974. V. 59. P. 110–119.
14. Mahotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N., et al. Late Devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (proto-kimberlite?) magmatism in the Arkhangelsk region, NW Russia // *J. Petrol.* 2000. V. 41. № 2. P. 210–227.
15. Mallmann G., O'Neill H. St.C. Calibration of an Empirical Thermometer and Oxybarometer based on the Partitioning of Sc, Y and V between Olivine and Silicate Melt // *J. Petrol.* 2013. V. 54. P. 933–949.
16. Mathey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 128. P. 231–241.
17. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*. 2007. V. 316 (5823). P. 412–417.

## ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ С CU-NI СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ НА ЮГО-ВОСТОКЕ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Петухова Л.Л., Гурьянов В.А., Приходько В.С.

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск, ludmila.pet@mail.ru*

Многочисленные малые интрузии мафит-ультрамафитов, имеющие палеопротерозойский возраст [1], были выявлены на юго-восточном фланге Алдано-Станового щита, в пределах Пристанового коллизийного пояса (бассейны рек Мая и Кун-Манье). Обычно это небольшие пластообразные и линзовидные тела, которые прорывают габброиды Кун-Маньенского массива и нередко далеко прослеживаются среди вмещающих их архейских метаморфитов джанинской серии. Они, как правило, трассируют зоны полого падающих на север-северо-восток (10–25°) разрывных нарушений древнего заложения типа чешуйчато-надвиговых структур. Интрузии имеют небольшие мощности от десятков сантиметров до сотни метров, протяженностью по простиранию от сотен метров до первых километров, часто располагаясь в несколько ярусов (по вертикали), иногда группами, реже образуют одиночные разрозненные тела. Эти тела имеют близкий вещественный состав и широко распространены в этом районе, в связи с чем был выделен габбронорит-пироксенит-перидотитовый кун-маньенский комплекс, характеризующийся Cr, Ni, Cu, Co геохимической специализацией и кобальт-медь-никелевой с платиноидами минерализацией. Комплекс представлен вебстеритами, лерцолитами, габброноритами в разной степени изменения, но преобладают в его составе породы группы вебстеритов (оливиновые, плагиоклазовые, роговообманковые). Изученная площадь включает месторождения сульфидных Cu-Ni с Pt и Pd руд Кун-Манье, Малый Курумкан и серию рудных залежей, выделенных в ранге Курумканского рудного поля протяженностью около 31 км при ширине 1–3 км. В центральной части рудного поля располагаются наиболее представительные интрузивы Треугольник и Икэнский. Первый, мощностью около 60 м, отличается сложным строением с элементами магматической расслоенности, где центральная часть, большая по мощности, состоит из лерцолитов, верхняя и нижняя части – вебстериты оливиновые и плагиоклазовые. Второй, Икэнский интрузив, мощностью около 40 м, характеризуется дифференцированным внутренним строением, в котором нижняя часть залежи сложена вебстеритами, следующая за ними и преобладающая по объему часть – переслаивания вебстеритов, габброноритов и габбро, заканчивают разрез габбронориты. Особенностью вебстеритов Икэнского интрузива является присутствия в них большого количества роговой обманки и плагиоклаза.

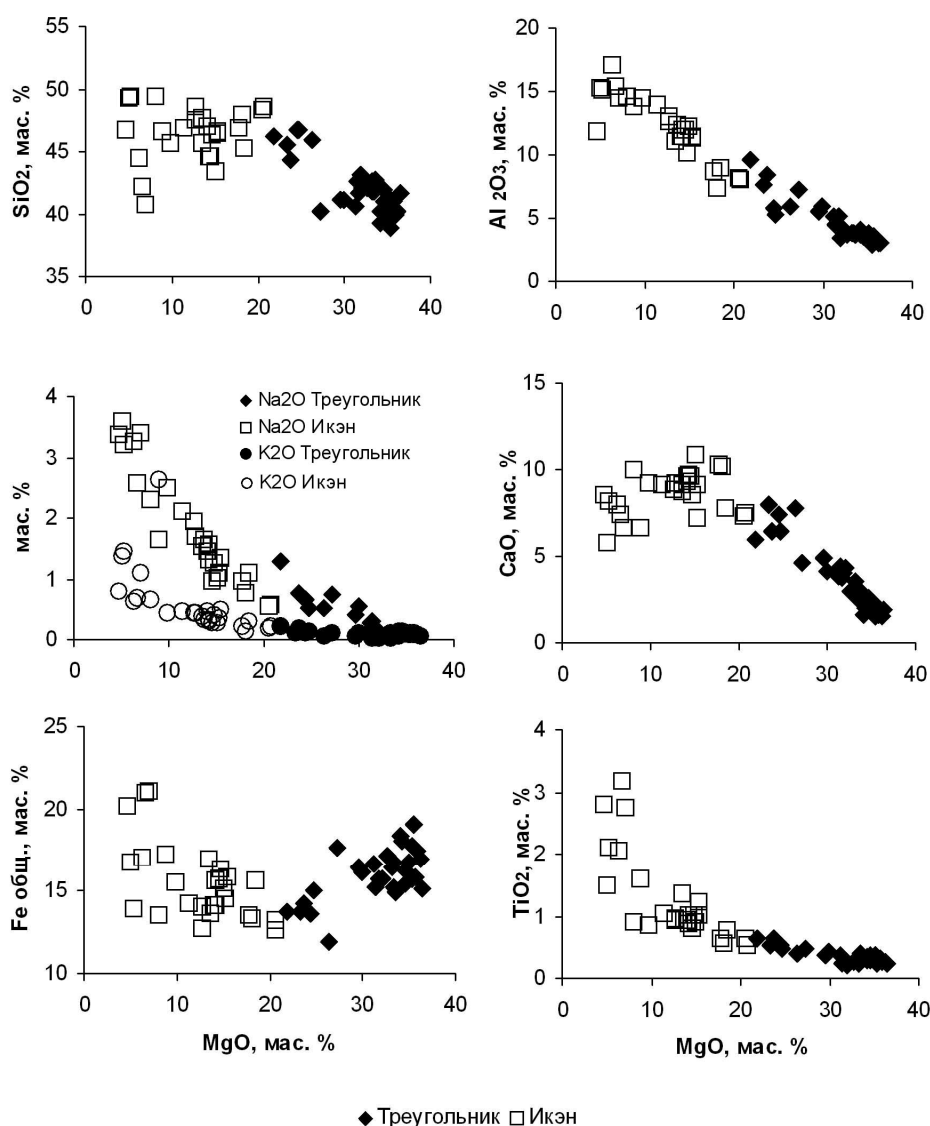
По характеру распределения REE в этих интрузивах можно судить о некоторых особенностях базит-ультрабазитов. Суммарные значения редкоземельных элементов невелики в лерцолитах – 4,4–12,3 г/т, а их концентрации в вебстеритах рассматриваемых интрузивов заметно варьируют: в Треугольнике от 6,3 г/т до 28,7 г/т, в Икэне от 20 г/т до 56,8 г/т, что может быть связано с большими содержаниями амфибола и плагиоклаза. Уровень накопления этих элементов в габброидах значительно выше – 50–286 г/т. Нормированные кривые лантаноидов имеют очень близкие конфигурации как в габброидах, вебстеритах, так и в лерцолитах. Спектры характеризуются слабо отрицательной наклонной формой со значительным обогащением легкими и средними редкоземелями относительно тяжелых REE в лерцолитах  $(La/Yb)_N$  4,6–14,7;  $(Sm/Yb)_N$  2,0–5,3 и умеренным фракционированным распределением в вебстеритах:  $(La/Yb)_N$  1,6–3,5;  $(Sm/Yb)_N$  1,5–2,7. Для габброидов отмечаем сходное с вебстеритами распределение REE  $(La/Yb)_N$  2,6–8,5;  $(Sm/Yb)_N$  1,6–3,2. Следует отметить, что в габброидах наблюдаются более высокие концентрации LREE по сравнению с MREE, тогда как в вебстеритах концентрации этих элементов имеют близкий уровень. В области тяжелых земель лерцолитам свойственен высокий уровень фракционирования  $(Gd/Yb)_N$  2,1–6,0, в вебстеритах эта величина значительно ниже – 1,8–2,2. На многоэлементных диаграммах как габброиды, вебстериты, так и лерцолиты обнаруживают сходное распределение крупноионных и высокозарядных элементов. Близость нормализованных значений этих элементов относительно примитивной мантии определяет довольно сглаженную, субгоризонтальную форму графиков, особенно для вебстеритов. Общей геохимической особенностью описываемых пород является уменьшения концентраций несовместимых элементов Nb, Hf, Zr и REE с увеличением магнезиальности пород.

Основные порообразующие минералы пород кун-маньенского комплекса: оливин, пироксен, амфибол, плагиоклаз, слюда. Наиболее магнезиальные оливины встречаются в ультрамафитах тела Треугольника (Fa от 15 до 26%), в мафитах Икэнского тела оливины с примесью CaO (0,1–0,27 мас.%) и более железистые (Fa от 22 до 30%). Средние содержания Ni в оливинах Треугольника составляют в лерцолитах – 0,12%, в вебстеритах – 0,17%. Присутствие примеси Ni (0,12–0,43 мас.%) отмечено лишь в оливинах вебстеритов Икэнского тела. Высокомагнезиальные ортопироксены характерны для лерцолитов Треугольника, где железистость (F) от 14,6 до 17,6%, а в вебстеритах она возрастает до 19 %. Состав ортопироксенов в мафитах Икэна гораздо разнообразнее: от бронзитов до богатых Fe гиперстенов в вебстеритах и, до феррогиперстенов в габбро. В породах Треугольника состав клинопироксенов варьирует от магнезиального диопсида в лерцолитах (F – 11–13%) до более железистостого в вебстеритах (F – 16%). В Икэнском теле меняется состав моноклиновых пироксенов от диопсидов в вебстеритах до салитов в габброидов (F – 15–46%). В рассматриваемых телах распространены алюмо- и хромшпинелиды. Особенно альюмошпинелиды в Икэнском теле являются высокие концентрации Ni (от 0,15 до 0,95%). Плагиоклаз в породах Треугольника представлен андезином (34–47% An); более основные плагиоклазы (50–66% An) характерны для пород Икэнского тела. Для паргасита пород тела Треугольник характерны значительные вариации титана (2,78–5,56 мас.%). Фигуративные точки составов большинства амфиболов Икэнской интрузии ложатся в поле эденит-паргасит-гастингсит. Составы биотитов интрузии Треугольник изменяются незначительно (F – 12–26%). Слюды пород Икэнского тела менее магнезиальные с очень значительными вариациями железистости (F – 18–80%). Спецификой этих слюд является наличие примеси никеля (до 0,56%).

По петрохимическим признакам кун-маньенский комплекс представляет собой ультрабазит-базитовую ассоциацию повышенной железистости и несколько повышенной глиноземистости. На всех бинарных диаграммах (рис.) выявлена дискретность в составах ассоциации, проявляющаяся в обособлении ультрамафитовой и мафитовой групп, фигуративные точки составов этих групп располагаются вдоль одного тренда, дополняя друг друга, подчеркивая генетическую близость. На основании коэффициентов Fe-Mg обмена между оливином и расплавом получен пикритовый состав исходной магмы для пород Интрузии Треугольник.

Сульфидные Cu-Ni с платиноидами руды оконтуриваются в виде пластообразных залежей, повторяя контуры материнских тел. В составе залежей преобладают рядовые вкрапленные руды; с содержаниями Ni от 0,46 до 0,9%, а Cu от 0,11 до 0,2%. Брекчиевые и сплошные руды располагаются на контакте с вмещающими породами, иногда выходя за пределы тел. В прожилково-вкрапленных рудах содержание никеля достигает 1,5%, в брекчиевых – до 5,5%, в сплошных – 12,7%. Главными минералами в составе сульфидных руд являются (масс.%): пирротин (60–80), пентландит (10–25), халькопирит (10–20). Концентрации благородных металлов относительно низкие, суммы ЭПГ редко превышают г/т.

Пикритовый состав исходных расплавов, обогащенность сульфидных руд платиноидами свидетельствует о высоких степенях плавления мантийного вещества, что ставит вопрос о природе тепловых источников, обеспечивающих длительный и разнообразный мантийный магматизм.



Бинарные диаграммы содержания основных породообразующих окислов в породах кун-маньенского комплекса

#### Литература

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Отоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // ДАН. 2009. Т. 425. № 3. С. 505–508.

## АНДЕЗИТЫ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Притчин М.Е.<sup>1</sup>, Ронкин Ю.Л.<sup>1</sup>, Сорока Е.И.<sup>1</sup>, Gerdes A.<sup>2</sup>, Бушарина С.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, pritchin@igg.uran.ru, soroka@igg.uran.ru

<sup>2</sup> Institute of Geosciences, Petrology and Geochemistry of Frankfurt Goethe University, Frankfurt am Main, Germany

Сафьяновское рудное поле находится на южном окончании Режевской структурно-формационной зоны, внутреннее строение которой характеризуется сложным комплексом надвиговых дислокаций, обусловивших пространственную совмещенность разновозрастных, разноформационных и разнофациальных комплексов вулканогенного, терригенного и смешанного составов девонского и нижнекаменноугольного возраста [1, 3, 4, 5]. Вмещающие породы Сафьяновского медноколчеданного месторождения, которое находится в 10 км на

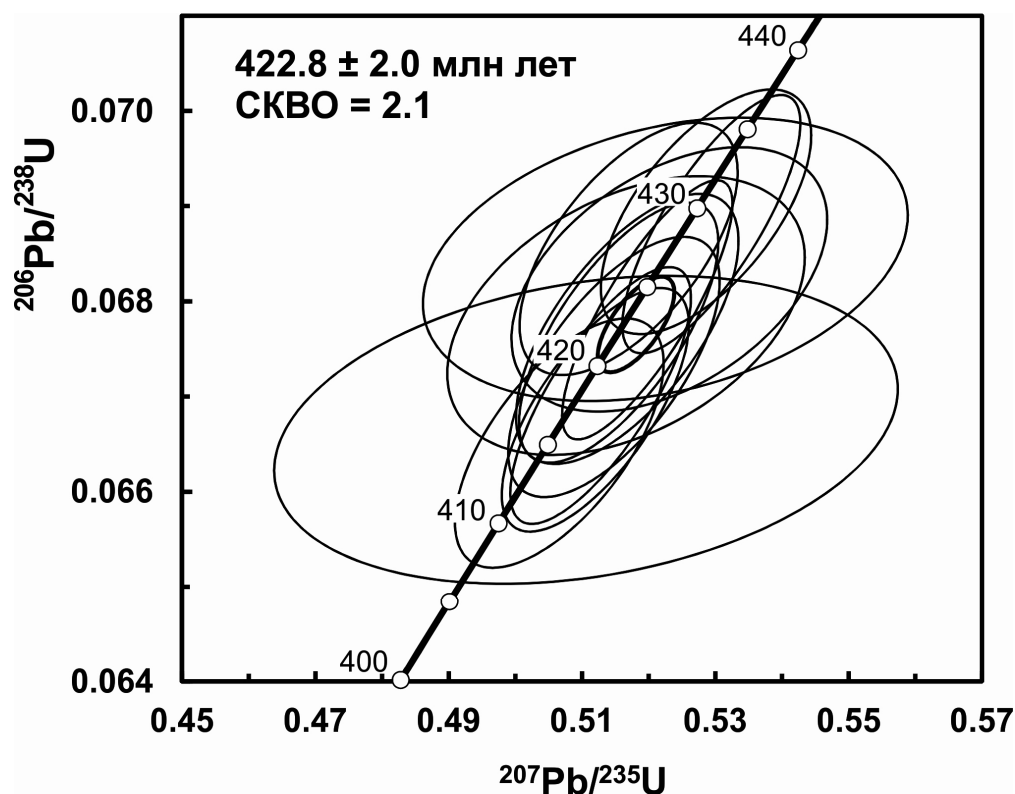
северо-восток от г. Реж и в настоящее время отрабатывается карьером, представлены риолитами, риодацитами, дацитами, их туфами, туффитами, брекчиями с прослоями андезитов и вулканогенно-обломочными породами аналогичного состава с прослоями углеродисто-кремнистых пород и известняков среднедевонского возраста [6]. Суммарная мощность разреза по геологоразведочным данным превышает 750 м [1].

На состав и возраст рудовмещающих пород месторождения существует две точки зрения: первая объединяет существующие вулканические породы в островодужную базальт-андезит-дацит-риолитовую формацию ( $D_{2e} - C_1$ ) [1]; вторая предполагает тектоническое скучивание базальтовой ( $S?$ ) и базальт-риолитовой ( $D_{2e} - zv$ ) формаций [5].

Андезиты, их брекчии и туфы слагают единичные линзовидные тела северо-восточного простирания и западного падения и занимают подчиненное положение в строении разреза. Их мощность увеличивается с севера на юг и достигает первых сотен метров. Тела андезитов обнажены в западном борту карьера, которым отрабатываются массивные пирит-халькопиритовые, пирит-сфалеритовые и прожилково-вкрапленные руды месторождения, и не имеют контакта с рудными телами. Их видимая мощность около 100 м. Границы подошвы и кровли резкие. В обнажении они представлены массивными породами темно-зеленого цвета с массивной, реже брекчиевидной и туфоподобной текстурой. Количество вкрапленных минералов колеблется от 10 до 45%. Основные породообразующие минералы – плагиоклаз (альбит), амфибол, пироксен, редко кварц. Размер вкрапленников плагиоклаза, которые нередко образуют агглютинированные сростки, достигает 0,6 мм. Основная масса имеет микролитовую структуру и сложена альбитом, хлоритом, карбонатом и темноцветными минералами. Карбонатом, который представлен кальцитом, крайне редко доломитом и сидеритом, также выполнены миндалины и пустоты в породе, жилы и микротрещины. Кальцитом частично замещены порфировые вкрапленники альбита. В незначительном количестве представлены рудные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит, гематит. Акцессорные минералы представлены баритом, апатитом, амфиболом, рутилом, цирконом, гранатом.

Для уточнения положения андезитов в разрезе вулканогенной толщи месторождения было проведено геохронологическое U-Pb датирование. Выделенный из 100-килограммовой пробы андезитов (обр. 45), отобранной из западного борта карьера ( $N57^{\circ}22'58.88''$ ,  $E61^{\circ}31'50.85''$ ), циркон представлен изометричными индивидами размером до 150 мкм, имеющими четко проявленную осцилляционную зональность.

U-Pb LA-ICP-MS датирование циркона осуществлялось с помощью секторного масс-спектрометра ThermoScientific Element2 ICP-MS, интегрированного с лазерной установкой NewWave Research UP-213 в Франкфуртском университете им. Иоганна Вольфганга Гёте (Германия). Детали методики описаны в работе [7].



U-Pb возраст циркона из андезитов рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) (обр. 45)

В итоге, положение соответствующих фигуративных точек ( $n=12$ ) на графике в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  определил кластер, соответствующий практически конкордантному U–Pb возрасту:  $422.8 \pm 2.0$  млн лет (рис.), что соответствует границе венлокского и лудловского ярусов нижнего силура. Полученный возраст андезитов предполагает возможность их более позднего появления в рудовмещающей толще месторождения в результате тектонических подвижек. Нужно отметить, что вулканогенные породы такого возраста неизвестны в составе Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале [2]. Данный вопрос требует дальнейшего изучения.

#### Литература

1. Коровко А.В., Двоеглазов Д.А., Лещев Н.В. и др. Сафьяновское медно-цинковое колчеданное месторождение (Средний Урал) // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 152–153.
2. Петров Г.А., Жиганов А.А., Стефановский В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О–41 – Екатеринбург. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.
3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
4. Чувашиов Б.И., Анфимов А.Л., Сорока Е.И., Ярославцева Н.С. Новые данные о возрасте рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения (Средний Урал) на основе фораминифер // ДАН, 2011. Т. 439. № 5. С. 648–650.
5. Язева Р.Г., Бочкарёв В.В. Геодинамическая интерпретация Среднеуральского альпинотипного шарьяжа // Геотектоника, 1993. № 2. С. 20–28.
6. Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 71 с.
7. Gerdes A., Zeh A., Ronkin Yu. L. U-Pb and Lu-Hf dating of zircons from more deposits by LA ICP-MS // Колчеданное месторождение – геология, поиски, добыча и переработка руд. Мат. Всеросс. Научн. Конф. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2013. С. 192–195.

## МОДЕЛЬ МАНТИЙНЫХ ВЫСОКОПАРАМЕТРИЧЕСКИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД

Ракин В.И.<sup>1</sup>, Помазанский Б.С.<sup>2</sup>, Ковальчук О.Е.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, [rakin@geo.komisc.ru](mailto:rakin@geo.komisc.ru)

<sup>2</sup> НИГП АК «АЛРОСА» ОАО, Мирный, [PolmazanskiyBS@alrosa.ru](mailto:PolmazanskiyBS@alrosa.ru), [KovalchukOE@alrosa.ru](mailto:KovalchukOE@alrosa.ru)

Термодинамическое равновесие в породах верхней мантии при давлениях 3–7 ГПа и температурах 800–1400 °С приводит к равновесным парагенезисам минералов описываемым согласно пиролитовой, пиклогитовой, эклогитовой моделям [3, 5, 6]. Хорошо сохранившиеся в кимберлитах алмазоносные ксенолиты глубинных пород демонстрируют зерна в основном трех групп минералов: гранатов, оливинов, пироксенов. Алмаз как устойчивая модификация углерода при высоких РТ-условиях является полноправным членом, находящимся в равновесии со средой – так называемым С–О–Н – флюидом, заполняющим межзерновое пространство. Согласно принципу Гиббса – Кюри в состоянии термодинамического равновесия зерна минералов, находящиеся в свободном пространстве должны ограничиваться плоскими сетками с минимальной поверхностной энергией. Однако, при значительных флуктуациях свободной энергии – около  $10^{-3}$  Дж/см<sup>3</sup>, превышающей поверхностную энергию среднего зерна в 3–5 мм любого из породообразующих минералов – граната, пироксена, оливина, но существенно меньше поверхностной энергии октаэдрического алмаза со средней массой 0,01 карат (фракция –2+1) [4], принцип Гиббса–Кюри реализуется особым образом – совместная поверхность зерен минералов в мантийных породах напоминает структуру полиэдрической мыльной пены.

В геологии известно понятие гранулированной среды – геологического тела, сложенного кристаллическими зернами, внутренняя связность которых значительно превышает межгранулярную силу сцепления [2]. Характерной чертой гранулированной среды является способность зерен легко перемещаться друг относительно друга уже при небольших критических напряжениях сдвига. С помощью физических свойств гранулированной среды насыщенной равновесным флюидом, по мнению ряда геологов-тектонистов, можно объяснить объемную подвижность глубинных кристаллических пород – способность к разнонаправленным пластическим течениям [2, 7].

Наиболее динамично меняющийся вклад в потенциал Гиббса для полиминеральной высокопараметрической системы дают поверхностная энергия зерен и поверхностные реакции. Остальные слагаемые в термодинамическом фундаментальном уравнении Гиббса достаточно инертны. Поэтому функцию распределения зерен по размерам в равновесных породах мантии можно описать экспоненциальным уравнением, учитывающим только поверхности зерен:



$$f(S) = \lambda e^{-\lambda S}, \quad (1)$$

где  $S$  – площадь поверхности зерна,  $\lambda$  – константа. Это уравнение соответствует широко распространенному в природе закону Больцмана описывающего равновесное распределение частиц по энергиям в потенциальном поле. Из (1) следует, что распределение зерен по радиусам будет определяться усеченным законом Гаусса.

На основе закона (1) создана модель мантийной породы, согласно которой вокруг произвольно выбранного зерна размещаются случайные окружающие зерна, заполняющие полный телесный угол. При многократном моделировании системы «зерно + первая координационная сфера» получено эмпирическое распределение числа граней зерна-многогранника (рис. 1) описываемое гамма-распределением:

$$f = \frac{1}{\Gamma(a)} x^{a-1} b^{-a} \exp(-x/b), \quad (2)$$

где  $\Gamma(a)$  – гамма-функция Эйлера,  $a$  и  $b$  – параметры распределения,  $x$  – носитель распределения, пропорциональный площади поверхности зерна и равный числу контактирующих соседей ( $A$ ). Справедливость формулы (2) обосновывается исходным экспоненциальным законом распределения зерен по площадям поверхности (1). Среднее значение числа граней зерна-полиэдра  $A$  (координационное число среднего зерна) составляет 15,7. Большое значение стандартного отклонения – 11,4 отражает естественный широкий спектр частиц по размерам. Параметр формы грани полиэдра  $m$  связан с числом граней формулой  $A = 12/(6-m)$  [1] и составляет в нашем случае – 5,24.

Обнаружено, что, вводя в модель частицы трех и более сортов с индивидуальными распределениями по размерам, характеризуемыми широким диапазоном средних размеров частиц, но отличающимися не более, чем в 5 раз, и разным содержанием в породе, для описания структуры породы можно успешно пользоваться одним гамма-распределением с двумя параметрами, а результат моделирования будет близок к функции распределения, приведенной на рис. 1.

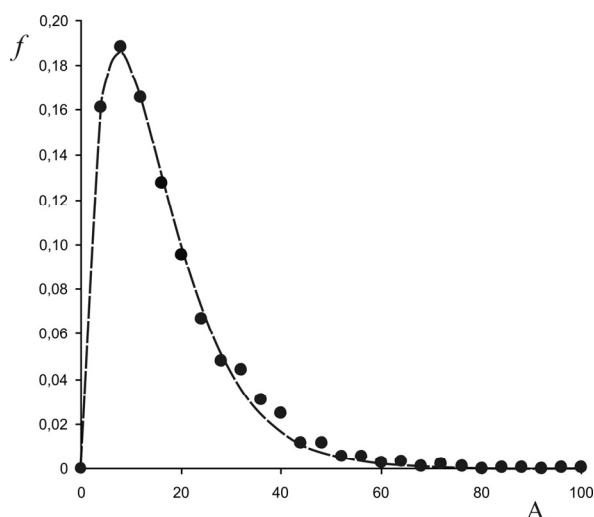


Рис. 1. Функция распределения числа контактов зерна в структуре породы. Линия – гамма-распределение

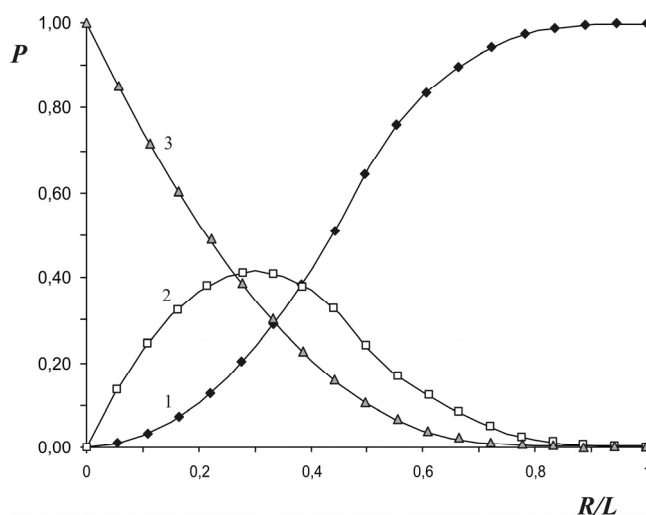


Рис. 2. Вероятности нахождения кристалла в трех типах сред (1 – узел, 2 – канал, 3 – пленка) при средней форме грани зерна – 5,24 и малой толщине пленки

Зарождение и рост кристаллов алмаза в породах верхней мантии может происходить по межзерновым контактам, в интерстициях, среди которых выделяются три типа объемов с различными обстановками питания: 1) узел – тетраэдрический объем, расположенный на соединении четырех зерен; 2) каналы – удлиненные призматические по форме пустоты представляющие линейный контакт трех зерен; 3) пленки – объем флюид-содержащей среды, находящийся в плоском контакте между двумя зернами. Первый объем описывается симметрией изотропного шара (группа Кюри –  $\infty/m$ ). Третий, и в меньшей степени второй тип пустот характеризуются симметрией питания цилиндра ( $\infty/mm$ ). Соотношения этих трех объемов зависят от среднего размера зерна и толщины пленки.

В ходе роста кристалла алмаза условия питания меняются. Предположим простейший случай, когда зерна окружающих алмаз минералов не разрушаются, сохраняя количество и положение границ, а в условиях избытка свободной энергии меняют только форму, уступая пространство растущему кристаллу алмаза. Тогда алмаз, зародившись в пленке, со временем неизбежно окажется в канале, а позже и в положении узла, контактируя с четырьмя зернами. Вероятности нахождения растущего кристалла алмаза в трех разных обстановках будут зависеть от отношения радиуса кристалла к средней длине канала ( $R/L$ ) (рис. 2).

На основе принципа П. Кюри и структурных параметров мантийной породы ( $A$  и  $m$ ) составлены формулы расчеты степени диссимметризации пяти морфотипов октаэдров алмаза. Показано, что степень диссимметризации уменьшается с увеличением размеров кристаллов алмаза. Статистика морфотипов алмазов мелких фракций трубок Мир и Заполярная (Якутия), полученная в результате исследований представительных выборок алмазов текущей добычи, находит объяснение с помощью выведенных формул. Решая обратную задачу, были рассчитаны размеры зерен породообразующих минералов, находящихся в парагенезисе с алмазами. Для трубки Заполярной диаметр среднего зерна равен 4,3 мм, а для трубки Мир – 6,5 мм, что качественно отражает картину, наблюдаемую по ксенолитам глубинных пород. Можно прогнозировать, что для алмазов трубок Мир и Заполярная, начиная с фракции  $(-8+4)$  и крупнее, эффект диссимметризации морфотипов октаэдра, связанный с кристаллообразованием по межзерновым границам должен пропадать.

Свойства мантийной алмазоносной породы как гранулированной среды, обладающей структурой мыльной пены, позволяют предложить механизм кристаллизации алмаза тесно связанный с событиями пластического течения пород верхней мантии при глубинных тектонических событиях. Согласно этому механизму проблема исключительно длительного даже по масштабам геологического времени роста природного алмаза, о чем свидетельствуют процессы возникновения и трансформации дефектов структуры, может быть термодинамически легко объяснима и согласована с известными законами физики роста кристаллов.

#### Литература

1. Войтеховский Ю.Л. Лорд Кельвин, пивная пена, «ячейки Коксетера» и лавинная опасность // Природа, 2012, № 7. С.39–42.
2. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры / Труды геологического института РАН. Вып 575, М.:Наука, 2008, 457 с.
3. Пуцаровский Д.Ю. Глубинные минералы Земли // Природа. 1980. № 11. С. 119–120.
4. Ракин В.И. Морфология алмазов уральского типа. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 396 с.
5. Соболев Н.В. Глубинные включения и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974., 264 с.
6. Haggerty S.E. Diamond genesis in a multiply-constrained model // Nature, 1986. V. 320. № 6057. p.34–38
7. Jaeger H.M., Nagel S.R. Physics of the granular state // Science. New Series. 1992.Vol. 255. N. 5051. P. 1523–1531.

## ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ИНТРУЗИВЫ КРУГЛОГОРСКОГО ТИПА: ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ (НОРИЛЬСКИЙ РАЙОН)

Служеникин С.Ф., Григорьева А.В.

ИГЕМ РАН, Москва, sluzh@igem.ru

В рудных узлах Норильского района неперенной составной частью магматических образований являются дифференцированные интрузивы круглогорского типа. Эти интрузивы нами рассматриваются как автономные магматические тела.

К числу интрузивов круглогорского типа относится, прежде всего, силл г. Круглой, развитый по периферии Черногорского дифференцированного массива и являющийся прототипом этих интрузивов. В норильском рудном узле известны интрузивы «внешнего» габбро интрузива Норильск I, силлы лейкогаббро, связанные с Южно-Норильской ветвью.

В Талнахском рудном узле к этим интрузивам относятся силлы р. Олор, ручья Заячьего, гряды Лесной; в Северохараласком рудном узле – Арылахско-Мастахсалинского интрузивов [1].

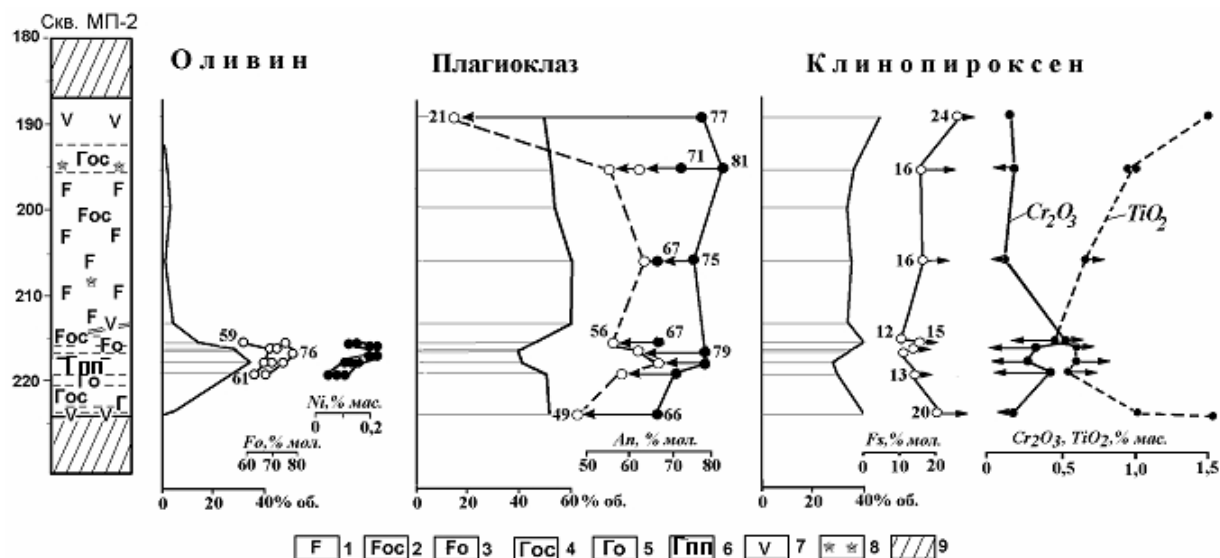
Интрузивы круглогорского типа локализуются в широком диапазоне стратиграфического разреза (от моронговской свиты нижнего триаса до отложений зубовской свиты нижнего девона) и образуют силлы, или многоярусные тела сложной формы. Мощности их варьируют от первых до 40–60 метров.

#### Внутреннее строение

В разрезах интрузивов выделены верхняя, нижняя габбровые серии и основная расслоенная серия (фиг. 1).

Верхняя габбровая серия имеет мощность 5–12 м и сложена кревыми микродолеритами, порфиоровыми долеритами и лейкогаббро. Микродолериты с таксилитовой структурой присутствуют непосредственно на контакте с вмещающими породами.

Долериты краевые безоливиновые имеют порфировую структуру, обусловленную присутствием крупных (до 3–5 мм) таблиц плагиоклаза среди мелкозернистой основной массы, сложенной призматическим плагиоклазом и высокожелезистым ( $Fe_{24}$ ) клинопироксеном и имеет микропиклоофитовую структуру. В матрице присутствует биотит, титаномagnetит и ильменит.



1 – лейкогаббро, 2 – лейкогаббро оливинсодержащее, 3 – лейкогаббро оливиновое, 4–6 – габбродолериты габбродолериты: 4 – оливинсодержащие, 5 – оливиновые, 6 – пикритоподобные; 7 – микродолериты краевые и дайки, 8 – вторичные миндалины, 9 – вмещающие породы

*Расслоенная серия* сложена оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами. Оливинсодержащие габбро-долериты часто обладают порфировой текстурой и пойкилоофитовой структурой. В кумулусе развиты сегрегации таблитчатого плагиоклаза ( $An_{76-81}$  – центр,  $An_{32-35}$  – край), а в интеркумулусе длиннопризматический плагиоклаз и клинопироксен ( $Fs_{16-18}$  – центр,  $Fs_{до29}$  – край) в офитовых, реже, в пойкилоофитовых соотношениях, а также редкие (3–7 об.%) субидiomорфные зерна оливина ( $Fo_{41-59}$ ). Оксиды представлены титаномagnetитом и ильменитом.

В Круглогорском интрузиве в нижней части расслоенной серии выделяются оливиновые, пикритоподобные габбро-долериты, в которых содержание оливина достигает 25–30 об. %, Оливин ( $\text{Fo}_{66}$ ) в них образует эвгедральные зерна. В этих пикритоподобных породах плагиоклаз ( $\text{An}_{79}$ ) развит в интеркумulusе. В удаленных от Талнахского массива участках Олорского сила наблюдаются шлиры сиенитов и габбро-сиенитов [2].

## Минеральный состав и скрытая расслоенность

*Клинопироксен* во всех породах представлен авгитом с содержанием ферросалитового минала Fs – 12–29 мал. %, минимальным в пикритоподобных габбро-долеритах и максимальным в краевых частях интрузивов в порфировых долеритах и микродолеритах. Содержание хрома и титана в клинопироксенах имеют обратную зависимость: повышенная хромистость клинопироксена связана с увеличением его магнезиальности, а высокая титанистость – с высокой железистостью.

Плаггиоклаз в лейкогаббро образует зональные таблитчатые кристаллы, в центральных частях имеющие состав  $Ap_{72-81}$ , который в целом выдержан по всему разрезу интрузива. Краевые части таблитчатых зерен плаггиоклаза имеют более кислый состав, вплоть до олигоклаза. Состав длиннопризматических кристаллов плаггиоклаза варьирует от  $Ap_{66-71}$  в их центральных частях до  $Ap_{41-62}$  – в краевых.

#### Петрохимические особенности

Изменение концентрации магнезии в лейкогаббро в пределах 4,19–7,06 масс. % отражают изменение содержания оливина в этих породах. Концентрация магнезии увеличивается до 9 масс. % в оливиновых габбро-долеритах. Наиболее богаты глиноземом, кальцием и щелочными металлами лейкогаббро, как наиболее богатые плаггиоклазом породы. Содержание железа увеличивается от лейкогаббро к оливинсодержащим и оливиновым габбро-долеритам, главным образом, вследствие увеличения железистости клинопироксена. Хромистость пород незначительна (0,008–0,029 масс. %).

#### Сульфидная минерализация

Максимальная концентрация цветных и платиновых металлов в интрузиве г. Круглой: Ni – 0,03 масс. %, Cu – 0,05 масс. %, Pt – 0,10 г/т, Pd – 0,7 г/т, Rh – 0,006 г/т.

В интрузиве р. Олор, в основном, концентрации цветных металлов составляют: Ni – 0,03–0,29 масс. %, Cu – 0,03–0,75 масс. %, но в некоторых участках Олорского интрузива и г. Лесной содержание цветных и платиновых металлов достигает кондиционных значений для вкрапленных руд Талнаха. Сульфиды образуют редкие оvoidные и мелкие (< 2 мм) интерстиционные вкрапленники. На некоторых участках количество интерстиционных вкрапленников возрастает до 20 об. %.

Сульфиды представлены двумя минеральными ассоциациями: пирротин+пентландит+халькопирит и миллерит+пирит+халькопирит.

Первая ассоциация развита, в основном, в оливиновых габбро-долеритах. Главный минерал – пирротин составляет 40–70% объема сульфидов. Он представлен, в основном, гексагональной и моноклинной модификациями или их сростками. Количественные соотношения этих двух модификаций одинаковы, при преобладании моноклинной разновидности. Концентрация никеля в пирротине достигает 2,34 масс. %. Содержание пентландита в этой ассоциации составляет 7–16 об. %. Он развит в виде кайм вокруг зерен пирротина, порфировидных, пластинчатых и пламенивидных выделений в пирротине. Представлен пентландит только никелевой разновидностью. Концентрация никеля в пентландите достигает 38 масс. %. Ассоциация миллерит+пирит+халькопирит приурочена, главным образом, к контактовым разновидностям пород и лейкогаббро. Пирит в этой минерализации содержит никель и кобальт.

#### Платиновая минерализация

Содержание платиновых металлов в отдельных пробах достигает 3,5 г/т, при резком преобладании палладия над платиной. Основная доля валовых содержаний платиновых металлов падает на их собственные минералы. Самое широкое распространение имеет сперрилит. Из палладиевых минералов широко развиты минералы состава  $Pd_2B$  и  $Pd_3B$ , где B – As, Sb находятся в разных количественных соотношениях. Довольно часто отмечаются сульфоарсениды Ni, Co с примесью платиновых металлов и сульфоарсениды Rh, Pt и Ir.

#### Литература

1. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М., Мкртычян А.К., Шерман М.Л., Служеникин С.Ф., Лурье А.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.:Недра, 1988.
2. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические породы Норильского района. Новосибирск: Нонпарель, 2000, т. 1, 2.

## ЭКСПЛОЗИВНЫЕ БРЕКЧИИ КАДЖАРАНСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ МЕСТО В РУДНОМ ПРОЦЕССЕ (ЮЖНАЯ АРМЕНИЯ)

Таян Р.Н., Арутюнян М.А., Оганесян А.Е., Овакимян С.Э.

Республика Армения, 0019, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Институт геологических наук НАН РА  
tayan@geology.am

Зксплозивные брекчиевые тела характерны для рудных полей и месторождений формации медно-молибден-порфировых руд. Они согласно В.И. Сотникову и др.[4, 5], И.Г.Павловой [2], В.С. Попову [3], Г.И. Туговику [6] и др., являются частью рудно-магматической системы и характеризуются тесной пространственно-временной связью с процессами рудогенеза.

Зангезурский рудный район, где сосредоточены месторождения медно-молибден-порфировой формации руд (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Личк), характеризуется проявлением мощного коллизионного магматизма с формированием полифазного Мегринского плутона. В раннем миоцене формируется рудоносный комплекс порфировидных гранитоидов с несколькими генерациями предшествующих оруденению дает гранодиорит-порфиров. Рудный штокверк Каджарана приурочен к раннеолигоценовым монцонитам северного эндоконтакта Мегринского плутона висячем боку Таштунского разлома, ограничивающего монцониты от порфировидных гранитоидов раннего миоцена. В формировании структурного каркаса месторождения немаловажную роль сыграли пояса нижнемиоценовых дорудных даек гранодиорит-порфиров. субширотного простирания

Штоковидное тело эксплозивных брекчий в пределах карьера прослежено на глубину более чем на 200 метров (горизонты 2130–1935 м). К характерным особенностям выходов следует относить брекчиевую текстуру и порфировидный облик цементирующего магматического субстрата с многочисленными нитевидными апофизами во вмещающие монцониты. Кластический материал величиной до 10 см в участках наибольшего насыщения (35–40%) отмечается на верхних горизонтах. Наличие среди кластического материала наряду с аплитами и микросиенитами гидротермально измененных монцонитов с обломками руд кварц-молибденитовой стадии и факты пересечения брекчий кварц-халькопиритовыми прожилками последующей стадии минерализации, дали основание отнести дайкообразное тело к внутриминерализационным образованиям [1]. Газово-жидкие включения в обломках кварц-молибденитовых жил в теле брекчий взорваны. Установлены также включения, нехарактерные ни для одной из стадий минерализации, гомогенизация которых происходит в интервале температур 650–700 °C в жидкую фазу при концентрации солей по NaCl – эквиваленту 50–60 вес.% [1].

Субстрат брекчий занимает поле субщелочных кварцевых диоритов-кварцевых монцонитов, структура матрикса микрогранитовая с переходами к микроаллотриоморфнозернистой. Распределение порфировых вкрапленников размерами 0,04–0,7 см, составляющих около 10–15% характеризуется неравномерностью. Представлены они плагиоклазом и биотитом двух генераций, а также редкими выделениями калишпата и роговой обманки, количество которых, как и размерность уменьшаются с глубиной. Биотит первой генерации буровато-коричневой окраски выявляется в виде реликтов в хлорит-кальцитовых псевдоморфозах; биотит второй генерации развит более широко и представлен длиннопризматическими кристаллами коричнево-бурого или зеленовато-бурого цвета, нередко изогнутыми и деформированными. На нижних горизонтах отмечаются переходы от субфенокристаллов к тонкопризматическим, игольчатым выделениям биотита основной массы, составляющим 20–25%.

Ко времени локализации кварц-халькопиритовой стадии минерализации (315–290 °C), судя по характеру рудовмещающих трещин, брекчиевое тело было уже сформировано и закристаллизовано.

Характерная особенность матрикса брекчий, наличие микроглазков мозаичного кварца обычно в ассоциации с эпидотом, а также тонкой вкрапленности пирита. Магнетит, присутствующий в составе литокластов, равно как и переотложенный, характеризуется наложением мартитизации.

Нормативное содержание калийных минералов в магматическом матриксе брекчий 82–90%. На эталонной диаграмме основных компонентов Ab-Or-Q-H<sub>2</sub>O точки нормативного минерального состава матриксов брекчий локализируются пределах области со значительным давлением водной составляющей в расплаве – 10 кбар.

Биотиты эксплозивного тела Центрального участка по высокой доле Mg в октаэдрической позиции (51–61%) относятся к магнезиальным биотитам. На диаграмме в координатах магнезиальность (m)–титанистость (TiO<sub>2</sub>, вес.%) по [7] биотиты из эксплозивных брекчий располагаются вблизи низкобарной области умеренно-магнезиальных-высокотитанистых составов. Что касается параметра Al<sup>VI</sup> как показателя глубинности кристаллизации, то очаги кристаллизации порфировых выделений биотитов из магматического субстрата эксплозивных брекчий по Al<sup>VI</sup> (0,102–0,160 на ф. ед) оказываются более глубинными относительно очагов порфировидных гранитов (0–0,031); наиболее высокая величина Al<sup>VI</sup> устанавливается в биотитах монцонитов (0,206–0,240).

Можно констатировать, что брекчии Каджаранского штокверка сформировались почти одновременно с ранними промышленными стадиями минерализации (в интервале между кварц-молибденитовой и кварц-халькопиритовой) и на гипабиссальных глубинах, оцениваемых на месторождении примерно в 2 км. Фиксируемые в рассматриваемом брекчиевом теле особенности, такие как размерность и количество обломков, характер и интенсивность проявления инъекций во вмещающие монцониты, отражают термодинамическую обстановку брекчеобразования в гипабиссальных условиях. Процесс, по-видимому, был одноактным; условия глубинности препятствовали существенным перепадам внешнего давления и резкому оттоку газов в зоне брекчирования. Этими обстоятельствами, по нашему мнению, обусловлены магматический характер цементирующего материала в брекчиевом теле и отсутствие кластического или других типов вторичного цемента.

Литература

1. Кармян К.А., Таян Р.Н., Арутюнян М.А. и др. О взаимоотношениях даек и оруденения на Каджаранском месторождении и природе внутриминерализационной дайки. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1976, № 4, с. 46–56.
2. Павлова И.Г. Медно-порфировые месторождения. Л.: Недра, 1978, 275 с.
3. Попов В.С. Геология и генезис медно-молибденовыхпорфировых месторождений. М.: Наука, 1977, 200 с.
4. Сотников В.И., Берзина А.П., Никитина Е.И. и др. Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск; Наука, 1977. С. 86–127.
5. Сотников В.И., Берзина А.П., Шугурова Н.А. и др. Физико-химические параметры процессов формирования месторождений медно-молибденовой рудной формации // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования; Новосибирск; Наука, 1979, т. 1. С. 209–220.
6. Туговик Г.И. Флюидо-эксплозивные структуры и их рудоносность. М: Наука, 1984, 192 с.
7. Bachinski Sh.W. 1984. Ti – phlogopites of the Shaw's Cowe minette: a comparison with micas of other lamprophyres. Amer. Miner., v. 69, № 1–2, p. 41–56.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИСПОЛЪЗУЕМЫХ КАК СЫРЬЕ ДЛЯ БАЗАЛЬТОВОГО ВОЛОКНА

Томилина Е.М.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь,  
TomilinaElena.PSU@yandex.ru

Благодаря своим уникальным свойствам, базальтовое волокно и продукция на его основе находит все более широкое применение во всех отраслях промышленности. Материалы на основе базальтового волокна выдерживают высокие температуры, устойчивы к кислотам и щелочам, обладают значительной механической прочностью, благодаря чему успешно потеснили изделия из стекловолокна.

В Сектор наноминералогии лаборатории прогнозного моделирования и управления процессами в геосистемах ПГНИУ для изучения вещественного состава и строения базальтов предоставлены 5 образцов долеритовкомпанией ООО «Русский базальт», отобранных в разных массивах на севере Ханты-Мансийского автономного округа.

Химический состав долеритов по данным РФА (%)

№ пробы	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	48,72	57,62	52,02	57,64	47,36
TiO <sub>2</sub>	1,62	1,07	1,82	1,07	1,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,62	18,43	12,50	18,15	12,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,13	6,77	16,16	6,85	14,60
MnO	0,17	0,11	0,29	0,11	0,22
CaO	9,65	6,77	4,24	6,87	10,66
MgO	5,60	2,01	5,60	2,24	8,78
Na <sub>2</sub> O	4,01	4,37	5,38	4,29	2,10
K <sub>2</sub> O	0,89	2,10	0,11	2,01	0,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,37	0,17	0,37	0,11
SO <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Ba	0,00	0,05	0,00	0,05	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03
Cu	0,007	0,005	0,004	0,006	0,012
Zn	0,006	0,005	0,006	0,001	0,009
Pb	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001
Ni	0,008	0,002	0,006	0,001	0,011
Sr	0,048	0,059	0,008	0,056	0,017
V	0,020	0,010	0,030	0,010	0,030
Rb	0,001	0,004	0,000	0,003	0,001
Zr	0,016	0,020	0,011	0,019	0,009
Ga	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
La	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Nb	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001
Co	0,009	0,009	0,008	0,023	0,009
ППП	0,08	0,20	1,60	0,20	2,30
Мк	4,440	8,660	6,640	8,420	3,057
Сумма	100,01	100,01	100,00	99,99	100,00

Визуально образцы пород окрашены в темно-серый цвет с зеленым оттенком. Наблюдаются образцы с ясно выраженным зеленовато-серым цветом. Структуры пород неравномернозернистые, порфировидные, иногда скрытокристаллические.

В результате микроскопических исследований было установлено, что породы не все однородны по минеральному составу и характеру вторичных изменений. Резкий идиоморфизм плагиоклазов по отношению к пироксенам и мелко-среднезернистые структуры позволяют называть описанные породы долеритами (измененными).

Породы обладают неравномернозернистыми (порфировидными либо порфировыми) структурами, кроме этого, встречается интерсертальная структура (шл. № 2, 4). Отмечено большое преобладание содержаний плагиоклаза над пироксеном, в соотношении примерно 75 на 25%, присутствие титаномagnetита в количестве 10–14 % в шлифе № 5. Из вторичных изменений наблюдается уралитизация и хлоритизация пироксена, причем замещение первичных минералов полное, без сохранения реликтов, за исключением шлифа № 3, где клинопироксен сохраняется частично, в виде реликтов. Характерно, что продукты замещения пироксена – уралитовый амфибол, актинолит и хлорит бесцветные, либо очень слабо окрашены. Титаномagnetит в шлифе № 5 полностью лейкоксенизирован. В трех образцах в небольшом количестве (4–7%) присутствует оливин. Для него характерны идиоморфные формы зерен с несовершенной спайностью. В шлифах № 2 и 4 установлено вулканическое стекло в виде сгустков в малом количестве без каких-либо вторичных изменений. Кроме того, были установлены гидроксиды железа (шл. № 4) на поверхности основной массы в виде присыпochек желтовато-бурого цвета.

Текстуры пород однородные, иногда встречаются трахитоидные, обусловленные однонаправленной ориентировкой лейст плагиоклазов.

Химический состав пород определялся с применением рентгенофлуоресцентного анализа на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 Tiger («Bruker», ФРГ). Результаты анализов исследуемых образцов пород приведены в таблице 1 (аналитик Седунова А.П., ПГНИУ, г. Пермь).

Всего прибором определено около 22 химических элементов с содержаниями выше 1 ppm (0,0001 %).

Данные рентгенофлуоресцентного анализа показывают, что содержания  $\text{SiO}_2$  в породах изменяется от 47,36% до 57,67%. Государственным Предприятием «Научно-технологический центр «Базальтоволоконные материалы» (НТЦ «Бавома») (Украина, г. Киев) для производства базальтового непрерывного волокна рекомендуется сырье с содержанием  $\text{TiO}_2$  0,2–2,0 %, для супертонкого штапельного – 0,5–2,5. Образцы пород входят в рекомендуемые пределы с содержанием  $\text{TiO}_2$  – 1,07% до 1,82%.

Наиболее распространенным показателем, определяющим пригодность сырья для производства базальтового волокна и его качества, является модуль кислотности  $M_k$ :

$$M_k = \frac{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3}{\text{CaO} + \text{MgO}}$$

Рекомендуемые пределы значений модуля кислотности для сырья зависят от свойств, которые должны быть в конечном итоге у базальтового волокна. Тем не менее, опираясь на различные источники модуль кислотности горной породы для производства базальтового непрерывного волокна должен составлять не менее 3,2 и не более 6,2.  $M_k$  представленных образцов пород находится в интервале 3,05–8,66 (таблица 1). Два образца входят в рекомендуемый предел (образцы 1 и 5), образец 3 находится чуть за пределами рекомендуемого диапазона, тогда как  $M_k$  образцов 2 и 4 характеризуется повышенным значением  $M_k$  – 8,42 и 8,66, соответственно.

Таким образом, подходящим вариантом для производства базальтового непрерывного волокна являются образцы долеритов под номером 1 и 5. Минералого-петрографический состав данных долеритов представлен плагиоклазами основного состава и группой темноцветов, где присутствуют пироксены, роговая обманка, хлорит.

## Литература

1. Лодочников В.Н. Главные породообразующие минералы. М., Л.: Госгеолгиздат, 1947, 243 с.
2. Матвеев Г.М., Раскина Э.М., Горишков С.В. и др. Габбро-базальтовое сырье для производства минерального волокна. Москва–Пермь: ВНИИЭСМ, 2003. 96 с. (Серия 6. Промышленность полимерных, мягких кровельных и теплоизоляционных строительных материалов: Аналит. обзор; Вып. 1–2).
3. Меньшикова Е.А., Казымов К.П., Исаева Г.А., Манькова Т.В., Мещеряков К.А. Исследование пород Пермского края для оценки их пригодности как сырья для производства базальтового волокна // Современные проблемы науки и образования. – 2012. – № 6.
4. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.
5. Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Часть первая. М.: Недра, 1966, с. 10–97.

# БАЗИТЫ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ И ВРЕМЯ ИХ СТАНОВЛЕНИЯ (ЯКУТИЯ)

Томшин М.Д.<sup>1</sup>, Травин А.В.<sup>2</sup>, Копылова А.Г.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, tmd@diamond.ysn.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, travin@igm.ngs.ru

Вилуйско-Мархинский дайковый пояс (ВМДП) вместе с Чаро-Синским (ЧСДП) входящие в Вилуйскую палеорифтовую систему (рис. 1) характеризуются мощным проявлением базитового магматизма среднепалеозойского времени. В обоих случаях магматический расплав отвечал субщелочному толеит-базальту, формировавшему интрузии, преимущественно, долеритов и призматическофитовых габбро-долеритов. Для ЧСДП он был более кремнекислым, что привело к появлению здесь кварцсодержащих разновидностей габбро-долеритов. Второе отличие магматитов поясов связано с появлением в ВМДП интрузий с анортозитовыми габбро-долеритами, а в ЧСДП – сложных даек с монзонитпорфирами. В том и другом случаях последнее обусловлено процессами докамерной дифференциации расплава в разноглубинных промежуточных очагах [5].

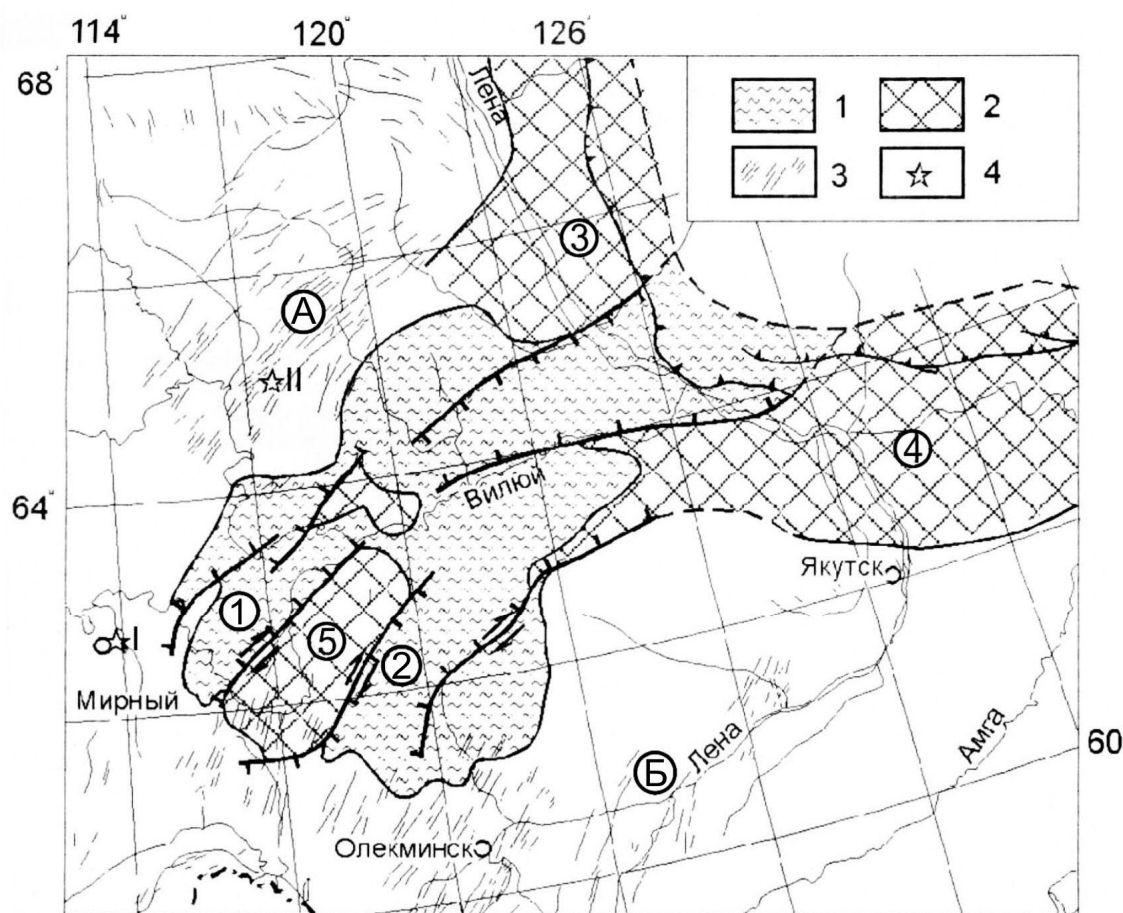


Рис. 1. Схема Вилуйского палеорифта. 1- рифтовые долины, выполненные терригенными отложениями мощностью до 6 км

(1 – Ыгытинская; 2 – Кемпендяйская); 2 – участки наибольших поднятий (3 – Джарджанское, 4 – Якутское, 5 – Сунтарское); 3 – дайковые пояса (А – Вилуйско-Мархинский; Б – Чаро-Синский); 4 – кимберлитовые поля (I – Мало-Ботуобинское, II – Накынское)

Активные геологические работы в пределах Нюрбинского кимберлитового поля установили здесь кроме кимберлитов и уже известных разновидностей базитов, сложно построенные дайки с монзонитпорфирами, секущие тела щелочных базитов и эксплозивные брекчии. Не останавливаясь на габбро-долеритовых разновидностях пород, характерных для ВМДП, коснемся лишь вновь установленных. Наиболее полно изученная дайка с



монцонитпорфирами находится в непосредственном контакте с кимберлитом тр. Нюрбинская [2, 7] и названа Нюрбинской дайкой. Краевые части тела сложены микродолеритами. Далее в сложении дайки участвуют офитовые и призматическофитовые долериты и габбро-долериты, которые переходят в кварцевые габбро-долериты. Центральная часть дайки сложена монцонитпорфирами миндалекаменного облика. В петрографическом и петрохимическом плане габбро-долериты дайки не отличаются от таковых даек Вилуйско-Мархинского дайкового пояса и одновозрастны с ним. Анализ полученного по дайке материала позволил говорить об однотипности с дайками ЧСДП условий образования [6].

На рубеже верхнего девона – нижнего карбона формируются кимберлиты, образовавшие в пределах Вилуйско-Мархинской зоны два кимберлитовых поля: Мало-Ботуобинское и Нюрбинское. В Накынском кимберлитовом поле на сегодня установлено четыре кимберлитовых тела: две трубки и два маломощных тела даечного типа. В сложении всех тел участвуют порфиновые кимберлиты (первая фаза внедрения), а кимберлитовые туфобрекчии и автолитовые кимберлитовые брекчии характерны лишь для трубчатых тел. Предполагается, что Нюрбинская трубка сформирована двумя самостоятельными телами. Первоначально вдоль северо-западного борта Нюрбинской долеритовой дайки внедрялись порфиновые кимберлиты, отделенные от базитов блоком вмещающих доломитизированных известняков нижнего ордовика. Затем вдоль юго-восточного борта дайки долеритов формировалось тело автолитовых кимберлитовых брекчий. При образовании кратерной фации трубки долериты дайки, порфиновые кимберлиты и разделяющие их карбонатные породы автолитовыми кимберлитами были срезаны.

Очередное проявление тектоно-магматической активизации в Ханнья-Накынском междуречье приходится на начало карбона. Связано событие со становлением интрузий щелочных базитов. Последние имеют локальное (кустами) распространение, тяготея к сгущениям сети разломов и характеризуются секущей формой тел. Зафиксирована так же инъекция щелочных базитов в пограничную зону между автолитовой кимберлитовой брекчией тр. Нюрбинская и Нюрбинской дайкой долеритов. С теми и другими щелочные базиты имеют горячие контакты. Имея много общих с докимберлитовыми базитами петрографических и петрохимических черт, щелочные базиты несут свою индивидуальность [2]. Прежде всего, это относится к их высокой титанистости (до 7%  $\text{TiO}_2$ ). Магматический расплав был флюидонасыщен, что отражено в миндалекаменном облике пород. Большое количество слабо раскристаллизованного стекловатого мезостазиса наряду с появлением гиало- и витробазальтовых типов структур, говорит об их близ поверхностному образованию. Степень раскристаллизованности пород значительно ниже, чем в соседствующих с ними габбро-долеритах. Они более интенсивно подвержены хлоритизации, палагонитизации, амфиболизации, карбонатизации. Со щелочными базитами тесно пространственно и по времени связаны эксплозивные брекчии. Образование эксплозивных брекчий сопровождается проявлением активного К-Mg метасоматоза, приводящего к преобразованию щелочных базитов в обломках брекчированных пород в высокомагнезиальные (до 9–15%  $\text{MgO}$ ) и ультракалиевые (до 9%  $\text{K}_2\text{O}$ ) разности. Наиболее полно характер образования эксплозивных брекчий изучен на примере разрезов по тр. Нюрбинская [2]. Установлено, что вдоль всякого контакта тела щелочных базитов происходила флюидно-взрывная дезинтеграция последних, носившая пульсационный характер. Последнее выражается в чередовании вдоль контакта брекчированных зон с участками, где этот процесс практически отсутствует. Брекчированию подвергаются как щелочные базиты, так и контактирующие с ними кимберлиты и долериты Нюрбинской дайки. Флюидно-взрывная дезинтеграция пород постепенно затухает от эпицентра. Выражается это в увеличении размера обломочного материала в ту и другую стороны, с постепенным переходом к слабо дезинтегрированным породам и далее к участкам, разбитым тонкой беспорядочной трещиноватостью. В этих направлениях уменьшается доля цементирующего материала и степень Mg-K-метасоматических преобразований. Флюидная и плоччатая текстуры эксплозивных брекчий говорят о том, что вещество, выполняющее роль цемента, поступало вдоль контактовых зон и, прежде всего, по дезинтегрированным породам. Эксплозивные брекчии завершают магматические события в регионе.

Петрографическое своеобразие базитов подтверждает анализ распределения несовместимых элементов (рис. 2). Докимберлитовые базиты ВМДП характеризуются довольно пологим трендом редкоземельных элементов  $((\text{La}/\text{Yb})_n = 5,5)$ , их суммарное содержание не превышает 150 ppm. С ростом калиево-сти и титанистости в более щелочных базитах увеличивается содержание всех несовместимых элементов,  $\Sigma\text{РЗЭ}$  увеличивается до значений 221–230 ppm, распределение их становится более вариабельным. В высококалиевых флюидизированных базитах резко увеличивается содержание Ba и легких лантаноидов, распределение их довольно дифференцировано  $((\text{La}/\text{Yb})_n = 12,5–13,4)$ . Для этих пород характерен стронциевый минимум.

Изложенная выше последовательность становления магматитов в Ханнья-Накынском междуречье подтверждена прецизионными изотопными исследованиями, проведенными разными методами и разными авторами. Возраст докимберлитовых базитов подтвержден десятком анализов, полученных К-Ar (Орсе, Франция [9]; ИГАБМ, Якутск);  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Берклинский геохронологический центр, США [9]; ИГМ, Новоси-

бирск; ИЗК, Иркутск [3]); Sm-Nd (ГИ, Петрозаводск [4]) методами. Он укладывается в интервал времени от 368,5 до 377,5 млн лет. При этом по Нюрбинской дайке  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом нами были получены значения в 368,5 и 371,7 млн лет и аналогичная цифра (374,4) приведена в [3], подтверждая тем самым ее принадлежность к докимберлитовым базитам.

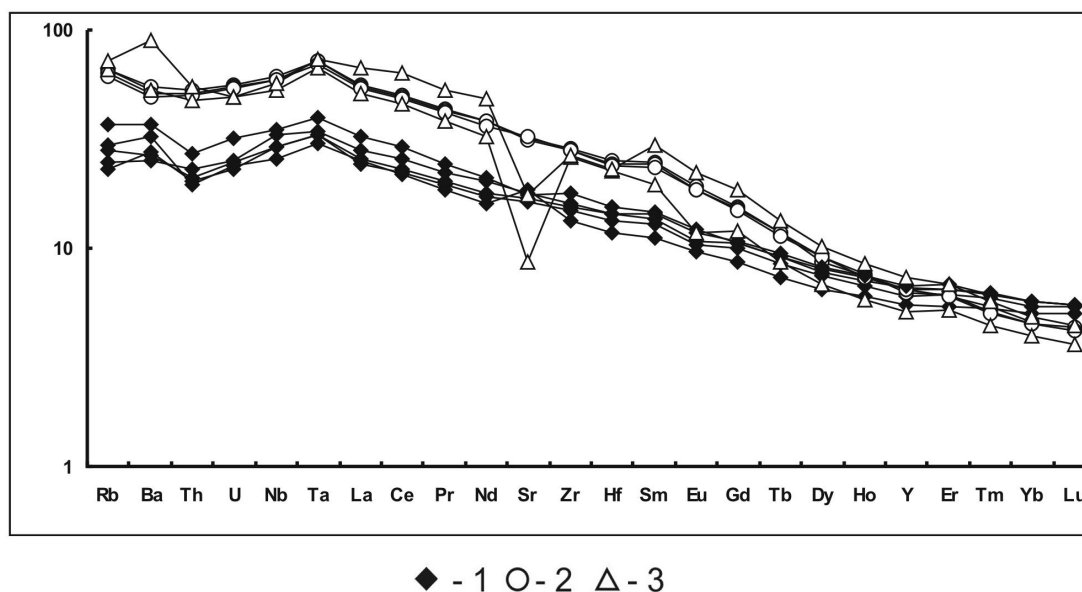


Рис. 2. Распределение в представительных пробах среднепалеозойских базитов ВМДП несовместимых элементов, нормированных к примитивной мантии [по Sun S.S., McDonough W.F., 1989].

Условные обозначения 1 – докимберлитовые базиты, 2 – щелочные базиты, 3 – высококальциевые флюидизированные базиты

По геологическим данным возраст кимберлитов Накынского поля можно определить как постнижнефранский (находки в ксенолитах осадочных пород из кимберлитов нижнефранской фауны [8]). Учитывая, что Нюрбинская трубка срезает долеритовую дайку с возрастом 367,5–374, 4 млн лет, можно уже говорить о постфаменском возрасте. Полученный А.М. Агашевым [1] по флогопиту Rb-Sr возраст кимберлитов (364 и 365 млн лет) позволил им говорить о времени, показывающем на границу девона и карбона.

Щелочные базиты формировались в интервале времени от 338 до 344,8 млн лет. При этом возраста полученные К-Аг (338,2; 344,8 [9], 339, 340 (наши данные) и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (338–342,4 [9], 341 [наши данные] методами достаточно близки.

Для экспозивных брекчий имеется всего три достоверных анализа укладывающиеся в интервал 331–321,4 млн лет, которые подтверждают, что именно флюидно-взрывной дезинтеграцией пород заканчивались магматические события в Ханья-Накынском междуречье.

### Литература

1. Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., Поляничко В.В., Мальковец В.Г., Соболев Н.В. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // Доклады АН. 2004. Т. 399. № 1. С. 95–99.
2. Земнухов А.Л., Зайцев А.И., Копылова А.Г., Томишин М.Д., Яныгин Ю.Т. Базитовый магматизм Ханья-Накынского междуречья // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж. ВГУ. 2005. С. 482–494.
3. Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Иванов А.В., Егоров К.Н. Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносны кимберлитов на северо-западном плече Вилюйского рифта (Сибирский кратон) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 185–196.
4. Мацак М.С., Наумов М.В., Леухин В.И., Молчанов Ю.Д., Шаталов В.И., Яныгин Ю.Т. Среднемархинский базитовый магматизм Марха-Тюнгского междуречья (Накынское кимберлитовое поле) // Региональная геология и металлогения. С-Петербург. 2004. Т. 20. С. 122–138.
5. Томишин М.Д. Особенности глубинной дифференциации базитов Вилюйского палеорифта (Сибирская платформа) // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. 1. Сыктывкар. 2000. С. 203–205.
6. Томишин М.Д., Олейников Б.В., Королева О.В. Монзонитоидная тенденция глубинной эволюции толеит-базальтовой серии расправов на Сибирской платформе // Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем. Якутск. 1985. С. 164–188.
7. Томишин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1693–1703.

8. Шаталов В.И., Тарабукин В.П., Боланев В.С., Томишин М.Д. Уточнение возраста кимберлитов Накынского поля // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 3–4.

9. Vincent Courtillot, Vadim A. Kravchinsky, Xavier Quidelleur, Paul R. Renne, Dmitry P. Gladkochub. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia); Eruption at the time of Late Devonian extinction events? // Earth and Planetary Science Letters. 2010. № 300. P. 239–245.

## РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРА УРАЛА И ТИМАНА: ДАТИРОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД

Удоротина О.В., Капитанова В. А.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, [udoratina@geo.komisc.ru](mailto:udoratina@geo.komisc.ru)

Проведен анализ имеющихся данных абсолютного возраста и приведены новые авторские U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar, полученные за последние годы геохронологические данные для редкометалльных (Nb-Ta, Y и HREE, Zr, реже Be) месторождений и рудопроявлений севера Урала и Тимана.

Формирование месторождений и рудопроявлений севера Урала (Полярного, Приполярного и Северного) и Тимана (Среднего и Северного) связано с различными источниками и локализовано в различных субстратах. Редкометалльно-редкоземельные минералы формирующие оруденение представлены широкой группой минералов из которых основными являются фергусонит, пироксеноид, колумбит, самарскит, таленит, монацит, ксенотим, циртолит, фенакит, гентгельвин.

Существующие данные разбиты по представлениям авторов, сложившимся за более чем тридцатилетнюю историю исследования рудных объектов севера Урала и Тимана на возраст: субстрата, метасоматитов, собственно руд. Как видно из приведенных геохронологических данных (таблица) субстратом для редкометалльных метасоматитов севера Урала (месторождения Тайкеуского рудного узла: Тайкеуское, Лонгтьюганское, Усть-Мраморное, Неудачное, и ряд рудопроявлений Полярного Урала и Кулэмшорское на Приполярном Урале) являются гранитоиды сформированные в течении *венда-кембрия* в период формирования поздне- и постколлизийных предрифтогенных образований тиманид и частично уже рифтогенного этапа. Анализируя полученные данные по редкометалльным метасоматитам и рудам этих месторождений можно сделать вывод о том, что в минералах метасоматитов и руд отразилась сложная история развития этого района. Цифры абсолютного возраста, попадающие на *ранне-среднеордовикское* время указывают на преобразование вещества в период начавшегося рифтогенеза. На всех месторождениях и рудопроявлениях присутствуют и коллизийные и рифтогенные граниты. *Карбон-пермские* цифры абсолютного датирования являются отражением коллизийных процессов формирования уралитов.

Время формирования сходного по элементному набору и минеральным формам оруденения локализованных в рифтогенных отложениях нижнего и среднего ордовика вулканогенно-осадочных (Турпунинское, Приполярный Урал) и осадочных метатерригенных (Маньхамбовское, Северный Урал) также близки к уралитам.

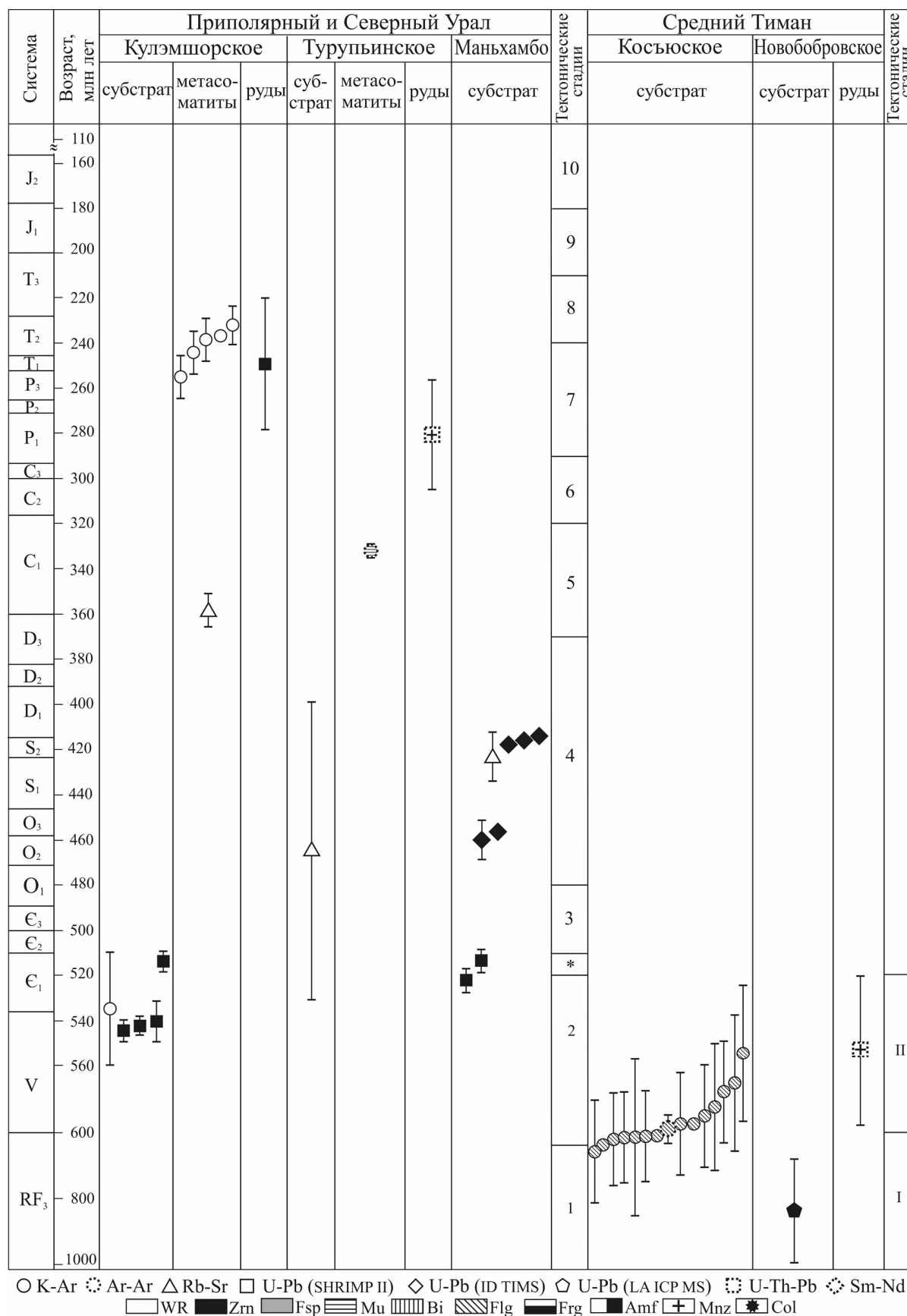
На Среднем Тимане редкометалльно-редкоземельные руды связаны и близки по времени формирования магматическим ультраосновным щелочным породам, сформированным при неопротерозойском плюмовом (рифтогенном) импульсе в пределах жесткого блока (Четласский камень) на пассивной окраине Балтики, хотя в это же время начинается формирование собственно тиманид и на Северном Тимане это проявлено более четко.

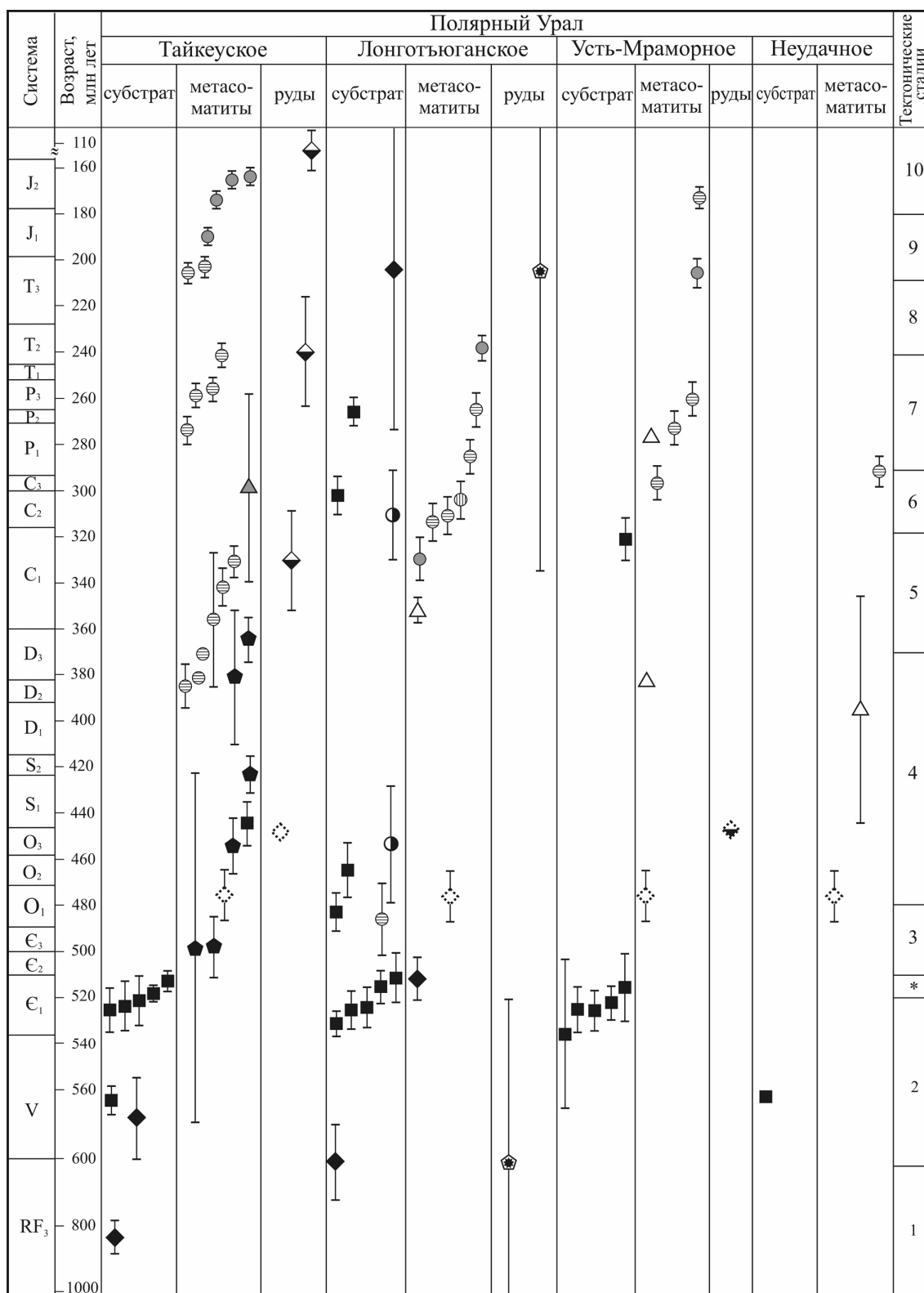
Таким образом формирование комплексного оруденения связано генетически как с щелочными породами (Тиман), так и парагенетически с щелочными процессами преобразования различных субстратов (север Урала). Установлено, что субстратом для продуктивных редкометалльных метасоматитов севера Урала являются гранитоиды, сформированные в течении *венда-кембрия* в период формирования коллизийных образований тиманид (Полярный и Приполярный Урал), и рифтогенные вулканогенно-осадочные отложения нижнего и среднего ордовика (Приполярный и Северный Урал). Полученные цифры абсолютного возраста – *ранне-среднеордовикские* по рудным породам указывают на преобразование вещества в период начавшегося рифтогенеза, *карбон-пермские* цифры абсолютного датирования связаны с коллизийными процессами формирования уралитов. Датирование собственно рудных минералов колумбита, монацита, циркона указывает на позднекарбонный-раннепермский возраст, маркирующий плюмовые процессы.

На Тимане комплексные месторождения связаны генетически с щелочными неопротерозойскими магматическими породами имеющими плюмовые (рифтогенные) характеристики и коррелирующими по возрасту с самым началом коллизийных процессов формирования тиманид.

# ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Редкометалльные месторождения севера Урала и Тимана: геохронологические данные





Тектонические стадии по разным авторам:

1 – рифтогенез и субдукция, 2 – коллизия (формирование тиманид), 3 – рифтогенез, 4 – спрединг, (в ЦУП метаморфизм), 5 – субдукция и диахронная коллизия (дуга-континент) формирование уралид, 6 – коллизия континент-континет (?), 7 – рифтогенез и суперплумовый вулканизм, 8 – внутриконтинентальная коллизия, 9 – пенепленизация, 10 – эрозия орогена \* – по разным авторам время начала рифтогенеза различное. I – рифтогенные процессы на пассивной окраине, II – коллизия (формирование тиманид)

# РАСТВОРИМОСТЬ ТАНТАЛИТА-КОЛУМБИТА В РАЗЛИЧНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВАХ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Чевычелов В.Ю.

Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, chev@iem.ac.ru

Использованные в экспериментах водонасыщенные гомогенные стекла были предварительно получены путем плавления трех гелевых смесей  $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2$  состава с различной величиной коэффициента глинозема  $A/NK$ : 0.64 (щелочной состав), 1.1 (близ нормальный состав) и 1.7 (обогащенный глиноземом состав). Первый состав моделирует щелочные граниты, третий и отчасти второй составы – плюмазитовые (топаз-содержащие) граниты. Все три состава имели постоянное содержание  $SiO_2$  (~80.5 мол. %) и одинаковое мольное отношение  $Na_2O/K_2O$  равное 2.36. Перед плавлением и насыщением водным флюидом в состав стекла добавляли  $LiF$  (~2.5 мас. %)  $MnO$  и  $FeO$  (по ~0.5 мас. % каждого). Методика приготовления исходных стекол подробно описана в [1].

В качестве растворяемого минерала использовался танталит-колумбит из гранитных пегматитов Боливии. В экспериментах были использованы отдельные кусочки (размером 1–3 мм, по одному кусочку в опыте) от крупного (5 кг) кристалла танталит-колумбита  $(Mn,Fe)(Ta,Nb,Ti)_2O_6$ . Средний состав минерала (по данным 13 анализов) был следующим (мас. %  $\pm \sigma$ , нормировано к 100%, сфокусированный зонд):  $10.5 \pm 0.8 MnO$ ,  $6.6 \pm 0.7 FeO$ ,  $42.9 \pm 0.6 Ta_2O_5$ ,  $37.9 \pm 0.7 Nb_2O_5$ ,  $1.7 \pm 0.3 TiO_2$ ,  $0.4 \pm 0.3 SnO_2$ .

Основные эксперименты по изучению растворимости танталит-колумбита в расплавах различного состава проводились на установке высокого газового давления с внутренним нагревом (УВД-10000) при  $T=650$ ,  $750$  и  $850$  °C и  $P=100$  МПа. Опыты проводились в Au ампулах, их длительность составляла 3–7 сут. в зависимости от температуры. Длительность подбиралась таким образом, чтобы в закалочном стекле от границы с минералом можно было измерять достаточно хорошо выраженные диффузионные профили растворения Ta и Nb. Весовое отношение 0.2N HF раствор / (стекло + минерал) составляло 0.01–0.06. В процессе опыта порошок стекла плавился, и танталит-колумбит диффузионным путем растворялся в алюмосиликатном расплаве.

Концентрации  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и F в составе закалочного стекла вблизи кристалла танталит-колумбита определяли методом локального рентгеноспектрального анализа на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega II XMU, оснащенный энергодисперсионным рентгеновским спектрометром INCAX-sight ( $U=20$  кВ,  $I \sim 0.3-0.4$  нА,  $\tau = 70$  сек., сканирование зондом площадки  $\sim 5 \times 5$  мкм), а концентрации Ta, Nb, Mn и Fe определяли на этом же СЭМ с использованием кристалл-дифракционного (волнового) спектрометра INCA 700 ( $U=20$  кВ,  $I \sim 30$  нА, общее  $\tau \approx 250$  сек., сканирование зондом площадки  $\sim 5 \times 5$  мкм). Локальный рентгеноспектральный анализ каждого образца закалочного стекла проводили вдоль нескольких профилей, перпендикулярных к границе кристалла танталит-колумбита. Пример таких диффузионных профилей распределения содержаний Ta, Nb, и Mn представлен на рисунке 1. Обычная длина профилей составляла от 0.3 до 1–3 мм. Полученные диффузионные профили были аппроксимированы с помощью экспоненциальных уравнений, и были рассчитаны предельные (максимальные) концентрации Ta, Nb, и Mn в закалочном стекле непосредственно на границе с минералом, которые соответствуют растворимости этих металлов в расплаве.

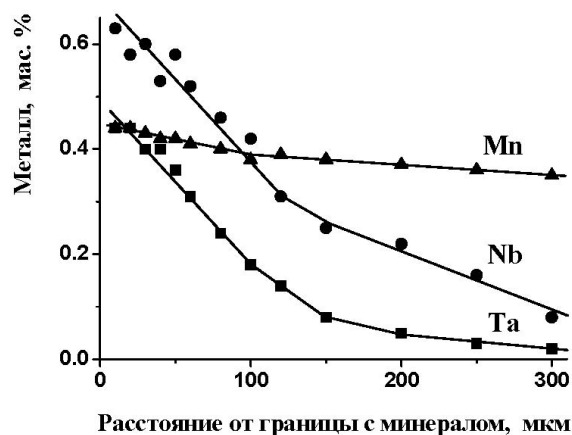


Рис. 1. Пример диффузионного распределения Ta, Nb и Mn в гранитном расплаве при растворении в нем кристалла колумбита

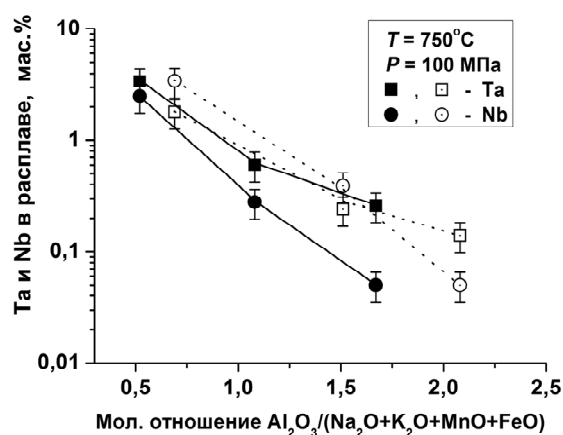


Рис. 2. Предельные концентрации Ta и Nb в кислых алюмосиликатных расплавах (на границе с танталитом-колумбитом) в зависимости от состава расплава (черные значки, сплошные линии).

Для сравнения показаны результаты по растворимости колумбита [1] (незакрашенные значки, штриховые линии)

Установлено, что при всех изученных составах расплава и температурах содержание Та в расплаве выше содержания Nb (рис. 2), поэтому Nb/Ta отношение в расплаве всегда меньше единицы и изменяется от 0.70 до 0.07 (рис. 3).

С изменением состава расплава от щелочного к плюмазитовому (т.е. с увеличением мольного отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{MnO}+\text{FeO})$ , сокращенно A/NKMF) разница содержаний Та и Nb заметно возрастает. Соответственно уменьшается Nb/Ta отношение на рис. 3. Конечно, это происходит на фоне сильного (до 1–2 порядков) общего уменьшения содержаний Та и Nb (рис. 2), но при этом содержание Та уменьшается заметно слабее, по сравнению с Nb. Это особенно заметно для кислых расплавов при пониженной температуре.

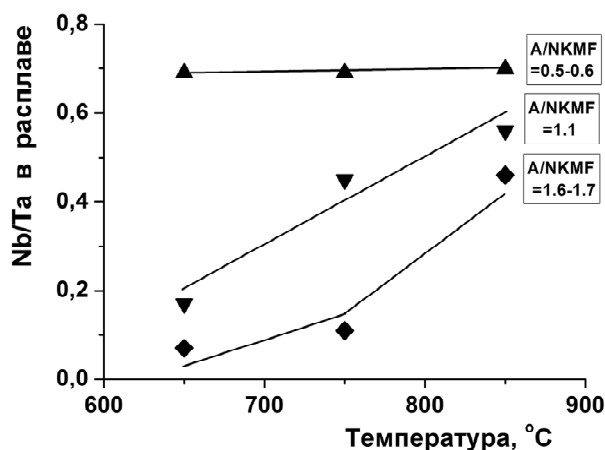


Рис. 3. Зависимость величины весового отношения Nb/Ta в расплаве от температуры. Разные значки и линии соответствуют 3-м составам расплава: щелочному (A/NKMF= 0.5–0.6), близ нормальному (A/NKMF= 1.1) и плюмазитовому (A/NKMF= 1.6–1.7)

При уменьшении температуры от 850 до 650 °C отношение Nb/Ta в щелочном расплаве остается постоянным ~0.7, а в гранитных расплавах оно заметно уменьшается, в особенности в плюмазитовом расплаве (рис. 3). Поэтому, возможно, именно в гранитных расплавах, обогащенных глиноземом, понижение температуры может приводить к существенному разделению Та и Nb. При этом в процессе кристаллизации Nb будет уходить в минеральные фазы, а Та до последнего оставаться в расплаве. Как известно, танталовые месторождения связаны с подобными плюмазитовыми гранитами [2].

Сравнение полученных данных с прежними результатами [1] по растворимости колумбита (мас.%): 14.2 MnO, 4.6 FeO, 58.0 Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 18.4 Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 2.6 TiO<sub>2</sub>, 1.1 SnO<sub>2</sub>, 0.7 WO<sub>3</sub> и 0.4 Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, показывает увеличение содержания Та в расплаве и уменьшение содержания Nb при растворении танталита-колумбита (рис. 2). Эти изменения прямо связаны с

различиями в составе растворяемого минерала. Сравнение с данными [3], где растворяли крайние члены ряда: MnNb<sub>2</sub>O<sub>6</sub> и MnTa<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, также показывает близость результатов. На основании полученных данных можно предполагать, что прямая кристаллизация танталита из гранитного расплава менее вероятна по сравнению с колумбитом [4], так как для этого требуются слишком низкая температура и нереально высокое обогащение расплава танталом (с падением температуры предельное содержание Та уменьшается медленнее Nb, т. е. величина Nb/Ta отношения постоянно снижается). На месторождениях, связанных с редкометальными Li-F гранитами, более вероятным представляется образование танталита на постмагматической стадии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 15–05–03393-а и программы № 2 фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН.

## Литература

1. Чевычелов В.Ю., Бородулин Г.П., Зарайский Г.П. Растворимость колумбита (Mn,Fe)(Nb,Ta)<sub>2</sub>O<sub>6</sub> в гранитоидных и щелочных расплавах при 650–850 °C и 30–400 МПа: экспериментальные исследования // Геохимия. 2010. № 5. С. 485–495.
2. Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Борисовский С.Е., Борков Д.А. Влияние состава расплава и температуры на распределение Та, Nb, Mn и F между гранитным (щелочным) расплавом и фторсодержащим водным флюидом: фракционирование Та, Nb и условия рудообразования в редкометальных гранитах // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 339–357.
3. Linnen R.L., Keppler H. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust // Contrib. Mineral. and Petrol. 1997. V. 128. P. 213–227.
4. Чевычелов В.Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования. Автореф. диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Москва, 2013. 62 с.

## ОЛИВИН-ХРОМШПИНЕЛЕВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ХРОМИТИТАХ И УЛЬТРАМАФИТАХ МАССИВА РАЙ-ИЗ

Ширяев П.Б., Вахрушева Н.В.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, pavel.shiryayev@gmail.com

Изучению оливин-шпинелевого равновесия в ультрамафитах посвящена обширная литература [3, и др.]. Исследования по настоящей теме направлены, главным образом, на решение вопросов геотермометрии и изучение закономерностей изменения составов минералов в магматических системах. Цель нашего исследования – показать равновесное изменение составов оливина и шпинели в системе хромитит-рудовмещающий ультрамафит.

Объектами изучения, отраженными в настоящем сообщении, являются хромититы и рудовмещающие ультрамафиты месторождения Центральное и рудопоявления Енгайское массива Рай-Из (Полярный Урал). Хромовые руды м-ия Центральное и р.п. Енгайское локализованы в породах метаморфизованного дунит-гарцбургитового комплекса, где апогарцбургитовые ассоциации представлены амфибол-энстатит-оливиновыми, амфибол-оливиновыми и тальк-амфибол-оливиновыми породами, а среди дунитов преобладают слабо серпентинизированные пегматоидные разности [1, 2].

Составы оливинов и шпинелей определены методом микрозондового анализа (установка CAMECA Camebax-100), аналитик Н.Н. Кононова, ГЕОХИ РАН, г. Москва.

Шпинелиды хромититов и ультрамафитов м-ия Центральное представлены высохромистыми разностями, а р.п. Енгайское – среднехромистыми. Железистость ( $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ ) рудообразующей шпинели на изученных объектах ниже, чем аксессуарной. Наблюдается положительная корреляция между хромистостью ( $Cr/(Cr+Al)$ ) и железистостью минерала, более отчетливо проявлена в аксессуарах (рис. 1). Рост хромистости и железистости сопровождается снижением шпинелевого минала в структуре минерала. Это связано с перераспределением магния и алюминия в силикаты при метаморфизме [1].

Железистости оливина и шпинели как в ультрамафитах, так и хромовых рудах прямо пропорциональны (рис. 2). Фигуративные точки составов минералов располагаются вдоль двух линий с различными углами наклона: линия с большим углом соответствует образцам м-ия Центральное, с меньшим – р.п. Енгайское. В ряду хромитит – рудовмещающий ультрамафит в обоих случаях железистости минералов возрастают, образуя единые тренды. Как следует из рис. 2, оливин-шпинелевые парагенезисы хромититов равновесны с таковыми вмещающих их ультрамафитов.

Температуры оливин-шпинелевого равновесия, рассчитанные при помощи геотермометра Больхауза–Берри–Грина [4] для хромититов обоих объектов находятся в пределах 581–683 °С. Для рудовмещающих ультрамафитов м-ия Центральное получены температуры 580–657 °С, р.п. Енгайское – 640–693 °С.

Согласно работе [5] коэффициент распределения Mg и Fe между оливином и шпинелью ( $KD_{Ol-Sp}$ ) зависит от соотношения трехвалентных катионов в структуре последней и температуры. При постоянном соотношении катионов в октаэдрах шпинели  $KD_{Ol-Sp}$  обратно пропорционален температуре; при постоянной температуре  $KD_{Ol-Sp}$  в системе с глиноземистой шпинелью в два раза ниже, чем с хромистой или обогащенной магнетитовым миналом.

Изученные нами хромититы и рудовмещающие метаморфизованные ультрамафиты м-ия Центральное и р.п. Енгайское различаются как хромистостью шпинели, так и температурами оливин-шпинелевого равновесия. В связи с этим в координатах железистость оливина – железистость шпинели фигуративные точки составов минералов располагаются вдоль линий с разными углами наклона. Хромистость аксессуарных шпинелей м-ия Центральное возрастает с увеличением железистости за счет перераспределения алюминия в силикаты при метаморфизме. Это обуславливает возрастание  $KD_{Ol-Sp}$  от 20 ед. в хромовых рудах до 60 ед. в рудовмещающих ультрамафитах (рис. 2).

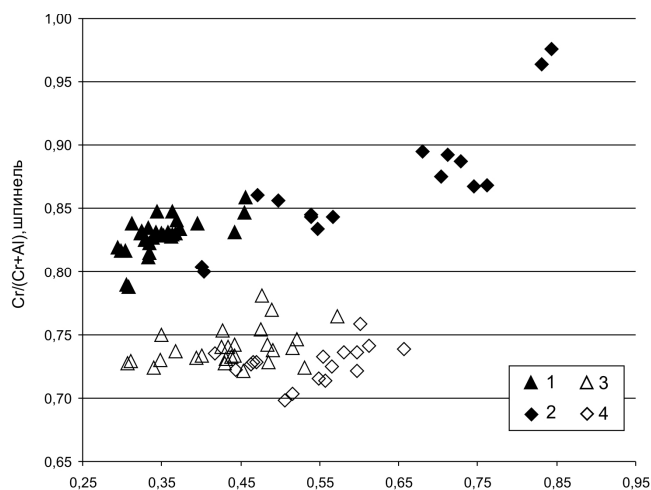


Рис. 1. Диаграмма зависимости хромистость-железистость в шпинелиде.

Условные обозначения: 1- хромититы м-ия Центральное; 2- рудовмещающие ультрамафиты м-ия Центральное; 3- хромититы р.п. Енгайское-1; 4-рудовмещающие ультрамафиты р.п. Енгайское-1



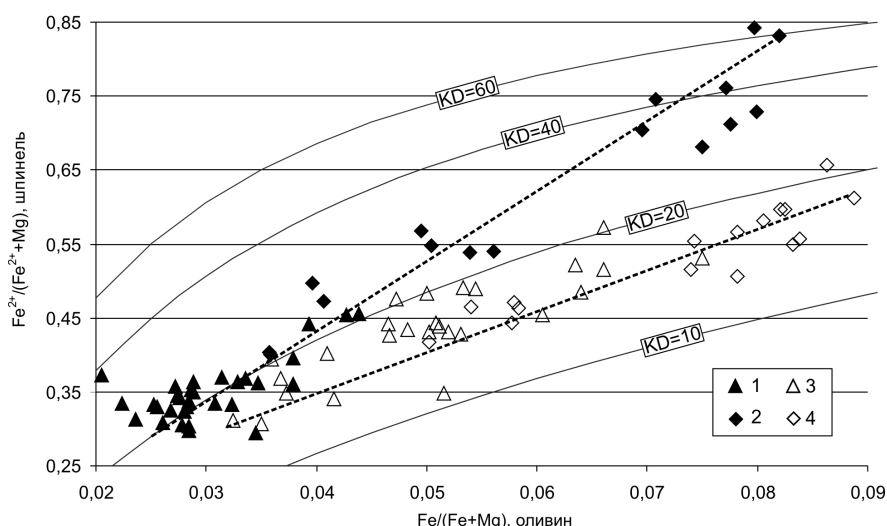


Рис. 2. Диаграмма железистость оливина – железистость шпинели. Условные обозначения – см. рис. 1

Соотношение трехвалентных катионов в шпинелях р.п. Енгайское, по сравнению со шпинелями м-ия Центральное, варьирует незначительно; не наблюдается роста хромистости шпинели с увеличением железистости минералов.  $KD_{Ol-Sp}$  для минеральных пар находится на уровне 20 ед.

Не смотря на разницу в соотношении трехвалентных катионов в октаэдрах шпинелей и повышение  $KD_{Ol-Sp}$  с возрастанием железистости минералов в хромовых рудах и ультрамафитах, фигуративные точки их составов составляют единые тренды, указывающие на существование равновесия между рудовмещающими ультрамафитами и хромититами в процессе рудогенеза.

#### Литература

1. Вахрушева Н. В. Метаморфизм хромитоносных гипербазитов Полярного Урала. Автореферат канд. дисс. Екатеринбург, 1996 г. 24 с.
2. Селиванов Р.А., Вахрушева Н.В. Особенности локализации хромового оруденения Енгайского рудного поля (массив Рай-Из, Полярный Урал) // Известия ВУЗов. Горный журнал. 2010. № 2. С. 91–98.
3. Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.Л. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург. ИГГ УрО РАН, 2007.
4. Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. Experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen barometer – implications for oxygen fugacity in the Earth's upper mantle // Contrib. Miner. Petrol., 1991. V. 107, p. 27–40.
5. Roeder, P.L., Campbell, I.H. and Jamieson, H.E.. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol., 1979. V. 68, p. 325–334.

## ИЗОТОПНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЦИРКОНОВ ИЗ АЛМАЗОНОСНЫХ ТУФОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Шупилко Е.В.<sup>1,2</sup>, Лохов К.И.<sup>1,2</sup>, Граханов С.А.<sup>3</sup>, Лукьянова Л.И.<sup>2,1</sup>, Капитонов И.Н.<sup>2,1</sup>, Лепехина Е.Н.<sup>2</sup>, Сергеев С.А.<sup>2,1</sup>

<sup>1</sup>ИНЗ СПбГУ, г. Санкт-Петербург, shupsik@inbox.ru

<sup>2</sup>ФГУП ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

<sup>3</sup>ИГАБМ СО РАН, г. Якутск

Северо-восток Сибирской платформы характеризуется широким развитием прибрежно-морских палеороссыпей в бассейнах рек Эбелях, Биллях, Маят, Холомолоох, Молодо и других, образование которых сопровождалось разрушением кимберлитовых и других тел Лена-Анабарской алмазонасной субпровинции. Предыдущими исследователями показано, что не только кимберлиты способствовали образованию высокоалмазонасных продуктивных россыпей, но и своеобразные вулканогенно-осадочные породы карнийского яруса, представленные мезозойскими алмазонасными пиропсодержащими породами, возможно, содержащими туфогенный материал. В данных образованиях обнаружена специфическая алмазная ассоциация, не характерная для коренных кимберлитовых тел [1, 2, 5].

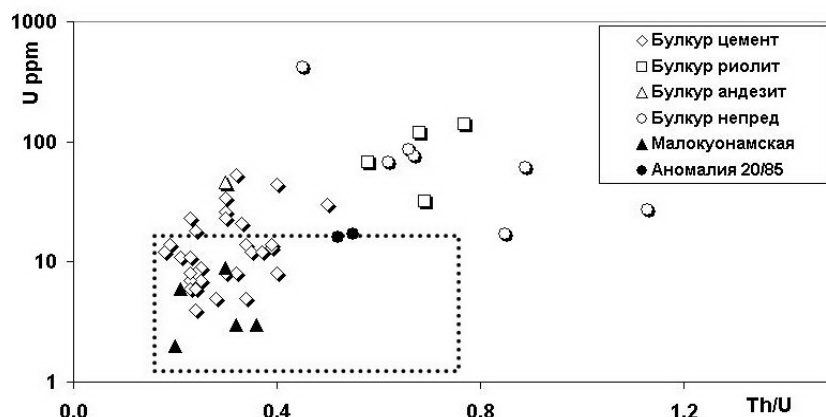
Объектом исследования послужили вулканогенно-осадочные породы карнийского яруса района Булкурской антиклинали (низовье р.Лена), в которой были обнаружены цирконы с возрастом 244–260,8 млн лет, [4], а также нижнетриасовые кимберлиты трубки Малокуанамская Куранахского кимберлитового поля (низовье р. Малая Куанамка) и трубка Аномалия 20/85 с возрастом 226–230 млн лет [3, 7]. Трубки Малокуанамская и Аномалия 30/85, наряду с другими трубками северо-востока провинции являются слабоалмазоносными. Исходя из того, что рассматриваемые геологические образования территориально приурочены к одной геологической зоне, а также характеризуются одинаковым (в рамках погрешности) возрастом, можно предположить о существовании возможной взаимосвязи между первоначальными источниками вещества туфов Булкурской антиклинали и кимберлитов Малокуанамской трубки.

Целью данной работы являлось определение степени генетического сходства протолита вещества туфов карнийского яруса и кимберлитов трубки Малокуанамская посредством изучения Lu-Hf системы в цирконах и сравнения особенностей поведения геохимических параметров (U, Th/U, Lu/Hf), а также изучения изотопной Hf-Nd систематики. Изучение Lu-Hf системы в цирконах выполнено в ЦИИ ВСЕГЕИ при помощи лазерно-абляционной методики LA-MC-ICPMS Thermo Neptune, New wave COMPLEX DUV–193. Изотонные U-Pb данные по тем же цирконам взяты из [4], они были получены в ЦИИ ВСЕГЕИ при помощи вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II.

Прежде всего, необходимо отметить тот факт, что большинство цирконов из основной массы этих пород по своим свойствам отвечают собственно кимберлитовым: преобладание обломков кристаллов, содержание урана не более 10–15 ppm, присутствие характерной для кимберлитовых цирконов зональности и т. д.

Величины содержаний U и Th/U (рис. 1) в цирконах основной массы туфов и цирконов Малокуанамской трубки весьма близки и фигуративные точки для обоих случаев располагаются в поле кимберлитовых составов [6]. Что касается цирконов, отобранных из литокластов вулканических пород в туфах (риолиты, андезиты, породы неопределенного состава), они характеризуются повышенным содержанием урана, и фигуративные точки располагаются вне зоны кимберлитов 1 типа. Это дает основания считать, что рассматриваемые вулканические породы были привнесены в общую массу из посторонних геологических объектов и образование цирконов в них никак не связано с кимберлитовым магматизмом.

Рис. 1. Соотношение концентрации урана и отношения Th/U в цирконах из туфа и трубок Малокуанамская, Аномалия 30/85. Пунктиром выделено поле составов кимберлитовых цирконов [6]



Аналогичную ситуацию можно проследить на графике в координатах  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  – Th/U (рис. 2): цирконы из основной массы пород имеют характерные для кимберлитовых цирконов низкую величину Lu/Hf отношения. Величина Lu/Hf отношения в цирконах из туфов ниже, чем в трубках Малокуанамская и Аномалия, и приближается к таковой для типичных продуктивных кимберлитов типа I по [6].

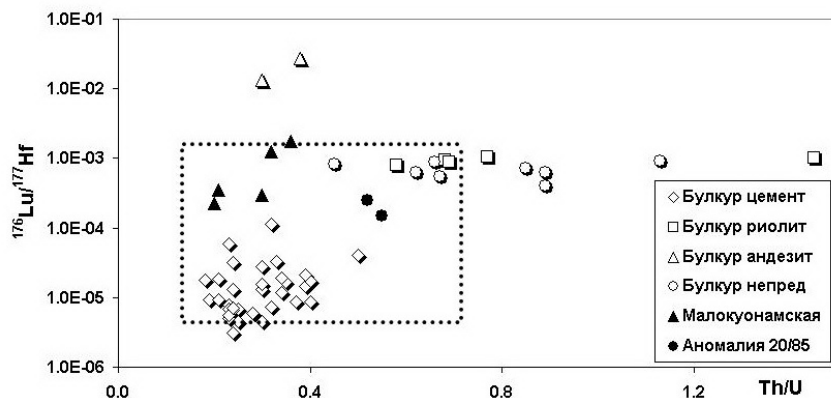


Рис. 2. Соотношение отношений Lu/Hf и Th/U в цирконах из туфа и трубок Малокуанамская, Аномалия 30/85. Пунктиром выделено поле составов кимберлитовых цирконов [6]

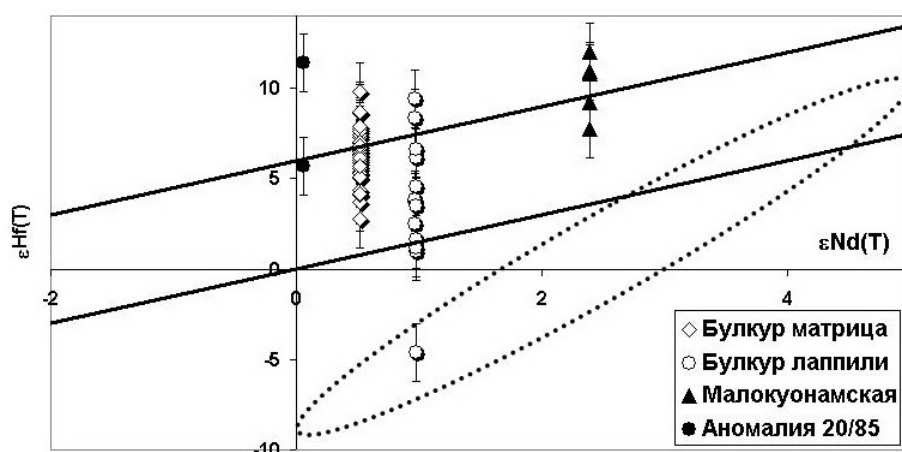


Рис. 3. Изотопная Hf-Nd систематика. Жирными наклонными линиями обозначена полоса корреляции для магматических пород. Пунктиром – поле точек для кимберлитов I типа по [6]

Анализ изотопной Hf-Nd систематики показал, что фигуративные точки для проб из трубок Малокуонамская и Аномалия 20/85 не попадают в поле кимберлитов I типа по [6], но располагаются как в поле «земной совокупности», так и выше него, что дало основание выделить специфический «аномальный» тип [7]. Так же располагаются и точки для цирконов из цемента и из лаппилей изучаемых туфов. Однако полученные облака точек по  $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$  из туфов тяготеют как к полю точек трубки Малокуонамская, так и к полю точек трубки Аномалия 20/85. Значения модельного возраста по гафнию также демонстрируют перекрывающийся диапазон значений: 450–650 млн лет для трубок и 500–700 млн лет для туфов.

Геохимические и изотопные параметры цирконов могут свидетельствовать о том, что для рассматриваемых образований существовал генетически связанный источник, а изучаемые породы карния, возможно, содержат материал, являются туфовой фацией раннемезозойского кимберлитового магматизма.

#### Литература

1. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. Россыпи алмазов России. Новосибирск : Академическое изд-во «Гео». 2007. 457 с.
2. Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 3–12.
3. Граханов С.А., Смелов А.П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 56–64.
4. Граханов С.А., Сергеев С.А., Егоров К.Н., и др. Возраст коренных источников алмазов арктической части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2015. № 1. С. 18–23.
5. Проскурнин В.Ф., Виноградова Н.П., Гавриш А.В., Наумов М.В. Признаки explosивно-обломочного генезиса алмазоносного карнийского горизонта Усть-Оленекского района. // Геология и геофизика. 201. Т. 53. № 6. С.698–711.
6. Nowell D.M., Pearson D.G., Bell D.R., *et al.* Hf isotope systematics of Kimberlites and their Megacrysts: New constraints on their Source regions. // Journal of Petrology. 2004. № 1. P. 1–30.
7. Lokhov K.I., Lukyanova L.I., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N., Shokalsky S.P., Shevchenko S.S., Antonov A.V., Sergeev S.A. U-Pb and Lu-Hf isotopic systems in zircons from some kimberlites and from the Ebeliakh alluvial deposit (Siberian platform, N-E Siberia): age and geochemic peculiarities of the source rocks. / Kimberlite Conference 2012, Bangalore, India 2–8 February, 2012. Abstr. Volume. P. 89–92.

**Магматизм  
и метаморфизм  
Фенноскандинавского  
щита**



# ПОСЛЕЭКЛОГИТОВАЯ ИСТОРИЯ МЕТАБАЗИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ: ГРАНУЛИТЫ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

Азимов П.Я.<sup>1</sup>, Щипанский А.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва

Северо-Западное Беломорье – один из районов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (рис. 1), где установлены проявления эклогитов архейского возраста [1]. В дальнейшем эти эклогиты подверглись декомпрессии, а в ходе последующей амфиболитизации превратились в апоэклогитовые гранатовые и безгранатовые амфиболиты. В докладе представлены результаты изучения послееклогитовой истории метабазитов Куруваары, одного из самых известных проявлений архейских эклогитов в Северо-Западном Беломорье.

В метабазитах Куруваары реликты собственно эклогитовых парагенезисов (с гранатом и омфацитом) очень редки, преобладают диафторированные эклогиты (апоэклогиты), в которых первичный омфациит замещён роговообманково-клинопироксен-плагиоклазовых симплектитам с низконатриевым клинопироксеном и бурой роговой обманкой. Вокруг граната возникают каймы бурой роговой обманки с плагиоклазом. В составе симплектитов изредка наблюдаются ортопироксен и корунд. Клинопироксен и бурая роговая обманка в симплектитах и каймах часто замещаются буро-зелёной или серо-зелёной роговой обманкой. Апоэклогитовые (симплектитовые) парагенезисы встречаются в виде реликтов в центральных частях больших базитовых тел, расположенных среди интенсивно мигматизированных и деформированных ТТГ-гнейсов. Промежуточные зоны этих базитовых тел сложены мигматизированными амфиболитами с гранатом, иногда с клинопироксеном, а внешние – немигматизированными амфиболитами, обычно без граната или с роговообманково-плагиоклазовыми псевдоморфозами по нему. Иногда в апоэклогитах присутствует лейкосомы – часто рассеянная (диффузная), с которой обычно ассоциирует биотит, реже образующая жилки мощностью от первых см до первых десятков см, сложенные преимущественно плагиоклазом, кварцем и гранатом с небольшим количеством ортоклаза и содержащие в краевой части биотит. Такие жилки обрамляются гранатитовой меланосомой. На регрессивной стадии в лейкосоме образуются клинопироксеновые реакционные каймы (с низконатриевым клинопироксеном), впоследствии появляется роговая обманка.

Термобарометрическое изучение апоэклогитовых симплектитов методом мультиравновесной термобарометрии TWEEQU [2] с базами данных JUN92 и BA96 показало, что разложение эклогитового парагенезиса и образование апоэклогитовых симплектитов происходило в условиях гранулитового метаморфизма высоких давлений и сопровождалось преобразованием граната, равновесного с минералами симплектитов. Преобразования происходили в условиях недостатка флюида и ограниченного массопереноса, что подтверждается минеральными структурами, неустойчивостью составов минералов и высокой степенью локальности равновесий в апоэклогитах.

Наиболее высокие значения  $T$  (850–1000 °C) и  $P$  (12–14 кбар), отвечающие сверхвысокотемпературному метаморфизму высоких давлений (УНТ-НР), получены для парагенезиса из жильной лейкосомы (рис. 2а). Для апоэклогитов наибольшие значения  $T$  и  $P$  (~900 °C и 12 кбар) установлены по участкам с диффузной лейкосомой и биотитом. Такой биотит равновесен с клинопироксеном из симплектитов, но не с роговой обманкой. Для условий формирования реакционных кайм клинопироксена в лейкосоме получены значения 750–900 °C и 12–16 кбар, а для симплектитового агрегата в апоэклогитах – 700–850 °C и 11–15 кбар (рис. 2б), отвечающие условиям гранулитовой фации высоких давлений. Пиковые условия в симплектитовых апоэклогитах не установлены.

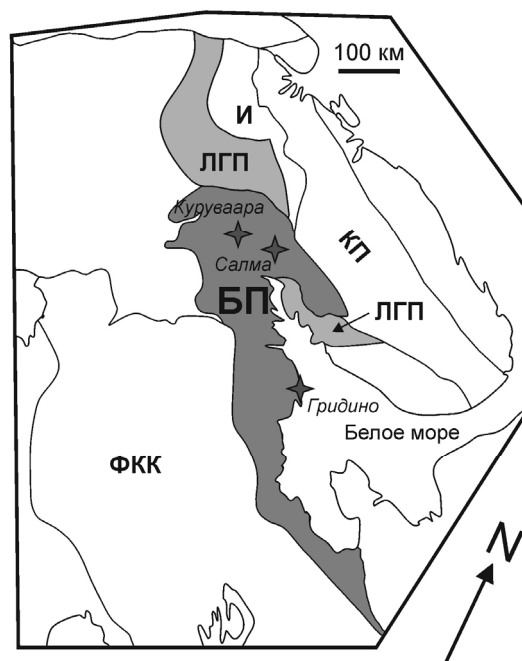


Рис. 1. Положение проявлений архейских эклогитов (Куруваара, Салма и Гридино) в восточной части Фенноскандинавского щита.

Структуры: БП – Беломорская провинция, КП – Кольская провинция, ФКК – Фенно-Карельский кратон, ЛГП – Лапландский гранулитовый пояс, И – блок Инари

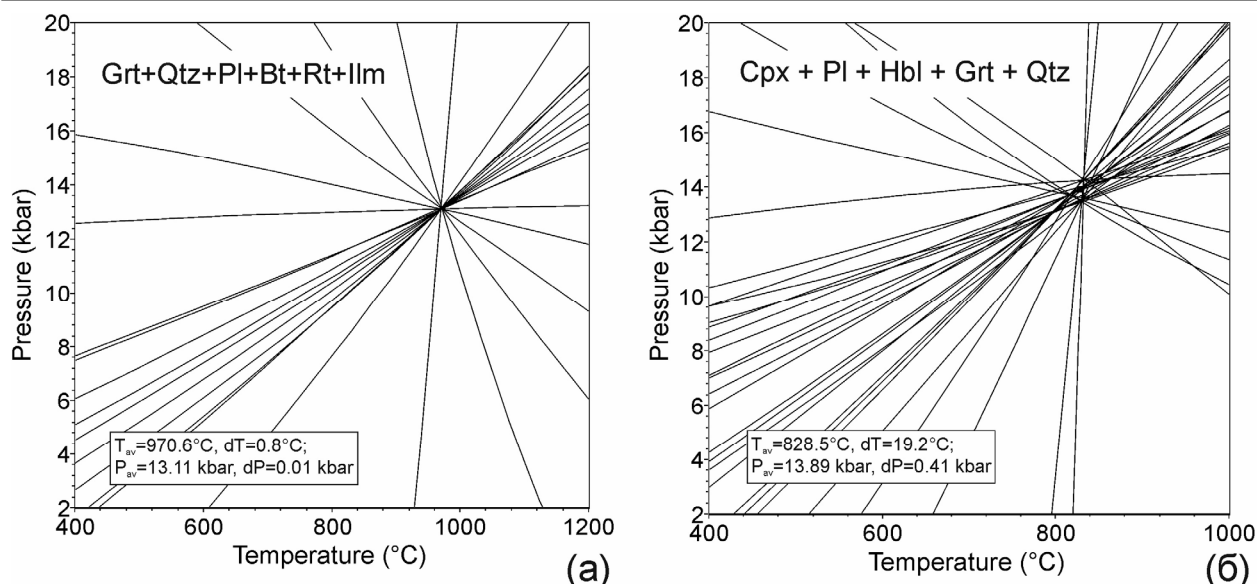


Рис. 2. Примеры диаграмм TWQ для апоэклогитовых гранулитов Куруваары: (а) Р-Т условия кристаллизации лейкосом в апоэклогитовых симплектитовых гранулитах; (б) Р-Т условия образования апоэклогитовых симплектитовых гранулитов

Расположенное в северной части карьера Куруваара тело амфиболитизированных габброидов в своей центральной части содержит реликты магматических минералов (Орх и Срх) и парагенезисы гранулитового метаморфизма (Орх+Pl+Qtz+Grt±Bt), местами – рассеянную (диффузную) лейкосому. Жильная лейкосома образует редкие линзы мощностью до 10 см, обрамлённые меланосомой. В краевых частях тело сложено амфиболитами без граната. Эти метагабброиды не подвергались эклогитовому метаморфизму. По пиковому парагенезису Pl+Qtz+Grt+Ky+Bt в жильной лейкосоме здесь также установлен УНТ-НР метаморфизм (900–1000 °C и 13–16 кбар), а на регрессивной стадии за счёт граната появляется ортопироксен. Регрессивный тренд снижается до ~700 °C и 11–13 кбар (Pl+Qtz+Grt+Bt+Орх), а затем до 600–650 °C и 8.5–12 кбар (Pl+Qtz+Grt+ Орх+Ky).

Высокобарный гранулитовый метаморфизм привёл также к формированию корунд- и кианит-биотит-полевошпатовых симплектитов в пегматоидных жилах среди апоэклогитов [1]. Вероятно, симплектиты образуются по фенгитистому мусковиту, реликты которого отмечаются в составе симплектитов. Для пегматоидной жилы, содержащей гранат, нами определены Т-Р условия формирования симплектитов: 825–835 °C и 11.8–12.4 кбар (рис 3а). Здесь, как и в апоэклогитах, равновесия весьма локальны.

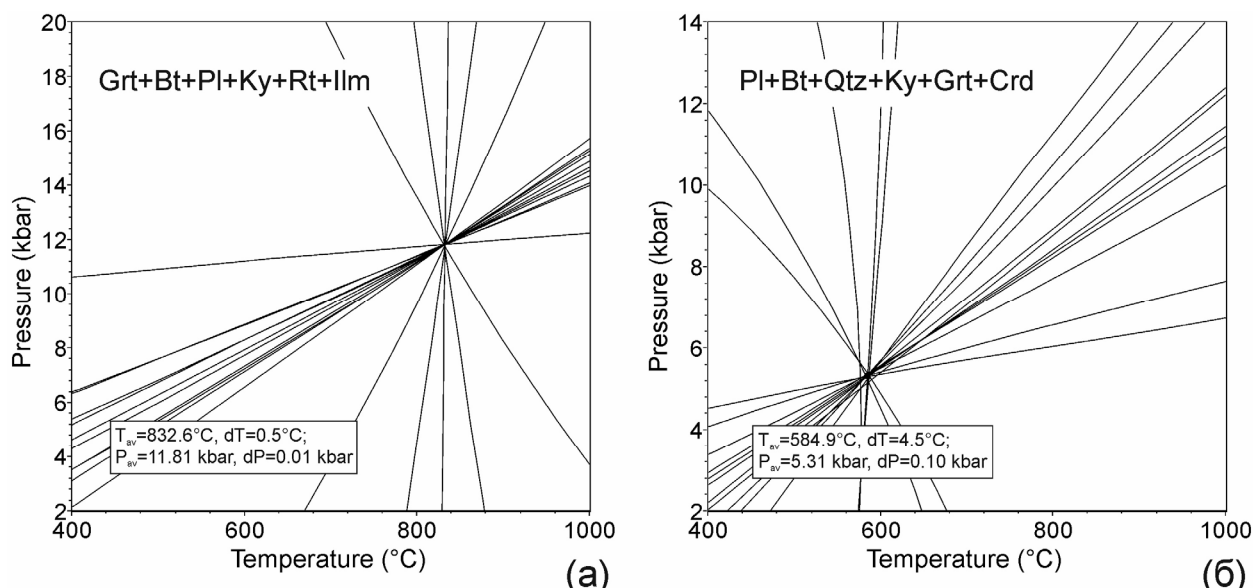


Рис. 3. Примеры диаграмм TWQ: (а) Р-Т условия формирования Ку-содержащих симплектитов в пегматоидных жилах среди апоэклогитовых гранулитов; (б) Р-Т условия позднего метаморфизма в кианитовых гнейсах

Признаки апоэклогитового гранулитового метаморфизма установлены и на других проявлениях беломорских эклогитов – в Гридино [3–6] и на Имандре [7], но предполагалось, что гранулитовый метаморфизм проявлен позднее декомпрессии эклогитов. Однако наши исследования показывают, что апоэклогитовые симплектиты образуются в условиях высокобарного гранулитового метаморфизма, который на своём пике достигал сверхвысокотемпературных (УНТ) условий.

Определить условия наиболее поздних преобразований по амфиболитам невозможно, так как самые поздние парагенезисы в амфиболитах не содержат граната. Оценка Р-Т условий этих преобразований была выполнена по кианитовым гнейсам в северной части карьера [1]. Эти гнейсы сложены парагенезисом  $Pl+Bt+Qtz+Ky+Grt$ , по которому в ходе декомпрессии развивается новый парагенезис  $Pl+Bt+Qtz+Ky+Grt+Crd$ . Новообразованные минералы образуют каймы вокруг минералов раннего парагенезиса. Согласно нашим оценкам, более ранний парагенезис гнейсов сформирован при 650–710 °C и 7.5–9 кбар, а поздний, кордиерит-содержащий парагенезис – при 580–610 °C и 5.0–5.5 кбар (рис. 3б), в условиях среднетемпературной амфиболитовой фации умеренных давлений. Эти условия относятся к узкой области, где в метapelитах кордиерит сосуществует с кианитом.

Возраст УНТ-НР метаморфического события в настоящее время неясен. Возможно, что их образование связано с палеопротерозойской континентальной коллизией и надвиганием на Беломорье палеопротерозойского Лапландского гранулитового пояса (ЛГП), по отношению к которому Беломорская провинция является автохтоном.

*Работа поддержана грантами РФФИ № 12-05-00597, 12-05-01080 и 13-05-91162-ГФЕН.*

#### Литература

1. Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A.I., et al. Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crustal architecture, timing, and tectonic implications // *Int. Geol. Rev.* 2015. V. 57. P. 1541–1563.
2. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // *Can. Mineral.* 1991. V. 29. No. 4. P. 833–855.
3. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
4. Володичев О.И., Парфенова О.В., Кузнецов Т.И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов–габбронолитов) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*, № 11. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН: 2008. С. 37–61.
5. Сибелев О.С. Метаморфическая эволюция сапфиринсодержащих кианитовых апоэклогитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // *Геология и полезные ископаемые Карелии*, № 11. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН: 2008. С. 62–76.
6. Perchuk A.L., Morgunova A.A. Variable P-T paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. No. 2. P. 614–629.
7. Mints M.V., Konilov A.N., Dokukina K.A. Belomorian eclogite province, Salma association, Kola Peninsula: Uzkaya and Shirokaya Salma localities // *Precambrian High-Grade Mobile Belts: Belomorian mobile belt in the eastern Fennoscandian Shield Field. Guidebook*. Petrozavodsk: 2014. P. 39–63.

## ГИПЕРГЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПО АРХЕЙСКОМУ ФУНДАМЕНТУ. ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ

Алфимова Н.А.<sup>1,2</sup>, Матреничев В.А.<sup>1,2</sup>, Зингер Т.Ф.<sup>1</sup>, Скублов С.Г.<sup>1</sup>, Климова Е.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, СПб, n.a.alfimova@ipgg.ru

<sup>2</sup> Институт наук о Земле Санкт-Петербургский государственный Университет, СПб

В пределах Малоянисъярвинского синклинория (С.Приладожье) широко проявлены процессы древней гипергенной переработки архейского гранитного фундамента [1]. Предметом настоящего исследования стали цирконы из метаморфизованного песчано-гравийного элювия в основании осадочного протерозойского чехла.

Внешние формы и макрокомпонентный состав цирконов изучались при помощи электронного микроскопа JEOL JSM–6510LA (ИГД РАН), внутреннее строение зерен – на сканирующем электронном микроскопе Zeiss Supra 40VP с приставкой GATAN MonoCL в РЦ «Нанотехнологии» СПбГУ, содержания РЗЭ и редких элементов получены на ионном микрозонде Cameca IMS–4f (ЯФ ФТИАН, Ярославль).

В породе (проба 1011д) наблюдаются полупрозрачные или не прозрачные зерна циркона различного цвета – от зеленовато-белесого и коричневого до розового. Встречаются отдельные кристаллы размером 600–800 мкм, однако основная масса имеет средние размеры 250–400 мкм. Среди крупных и средних зе-



рен часто наблюдаются обломки кристаллов с неровными краями. Почти все зерна трещиноваты, во многих наблюдаются включения (апатит, биотит, мусковит), а также следы коррозии и растворения на гранях. В некоторых кристаллах отчетливо видна поздняя огранка. По внутреннему строению в цирконах из элювия можно условно разделить на две крупные группы: (1) цирконы с реликтами различной магматической зональности и (2) зерна, в строении которых такой зональности нет. В большинстве случаев зерна циркона с реликтами магматической структуры имеют позднюю оболочку, которая не согласна с магматической зональностью.

Внутреннее строение цирконов без магматической зональности (2 группа) также неоднородно. Основная часть зерен этой группы характеризуется «бесструктурным» внутренним строением – серые, разной степени однородности окраски в BSE и CL участки. В большинстве зерен такие «бесструктурные» участки окружены более темными в CL затеками и зонами различной формы, а также трещинами. Трещины заполнены кварцем, полевым шпатом, биотитом, мусковитом, хлоритом, апатитом и кальцитом. В крупных зернах (рис. 1, зерно 5) можно наблюдать обломки циркона в цирконово-силикатном «цементе» без нарушения целостности зерна, т. е. фактически элювиальную брекчию в зерне циркона. Необходимо упомянуть, что мощность внешней зоны с новой огранкой, отмечаемой в некоторых зернах, очень не велика и изучать ее состав не представляется возможным.

По содержанию главных элементов все цирконы можно также разделить на две группы: – зерна с ненарушенной стехиометрией, и с большим количеством примесей (Ca, Fe, Al, Mg) – до 5 весовых процентов оксидов или до 0.2 формульных единиц. Примеси концентрируются в темных в BSE зонах и участках всех цирконов, вне зависимости от их морфологии и внутренней структуры. Однако содержания РЗЭ и редких элементов значимо отличается в реликтах магматических цирконов (1 группа) и в цирконах со следами гипергенных изменений (2 группа). Гипергенно-измененные цирконы содержат более 10 ppm Ba и Sr, более 1000 ppm U и Th/U в них  $\leq 0.1$ , тогда как в Th/U в реликтах магматических зерен  $> 0.3$ , а концентрация Ba и Sr меньше 10 ppm. Спектры РЗЭ в цирконах также существенно разнятся: реликты магматических цирконов сходны между собой и имеют дифференцированный спектр ( $LREE/HREE < 0.5$ ,  $Se_{ан} > +2.0$ ,  $Eu_{ан} \leq +1.0$ ), в то время как в гипергенно-измененных цирконах  $LREE/HREE > 0.5$  и может достигать 1.8,  $Se_{ан}$  различная, но в большинстве случаев  $< +2.0$ , а  $Eu_{ан}$  колеблется от +1.5 до +16 единиц. Стоит отметить, что среди гипергенно изменённых цирконов выделяется геохимическая группа, содержание РЗЭ в которой меньше, чем в магматических участках цирконов, а спектры также, как и в магматических, дифференцированы (рис. 2). Такие спектры характерны для однородных участков зерен, светло-серых в CL, которые чаще всего не сохраняют первичную структуру.

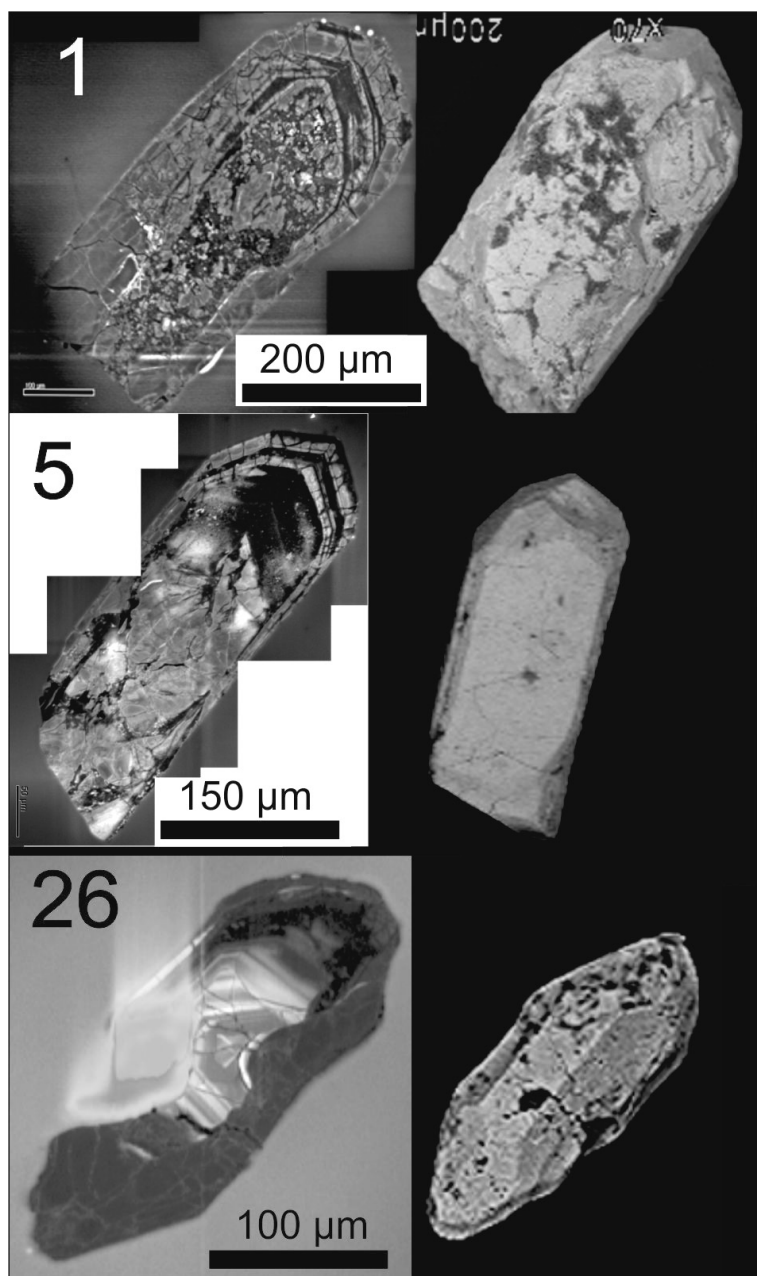


Рис. 1. Изображение цирконов в режиме обратно рассеянных электронов (BSE)

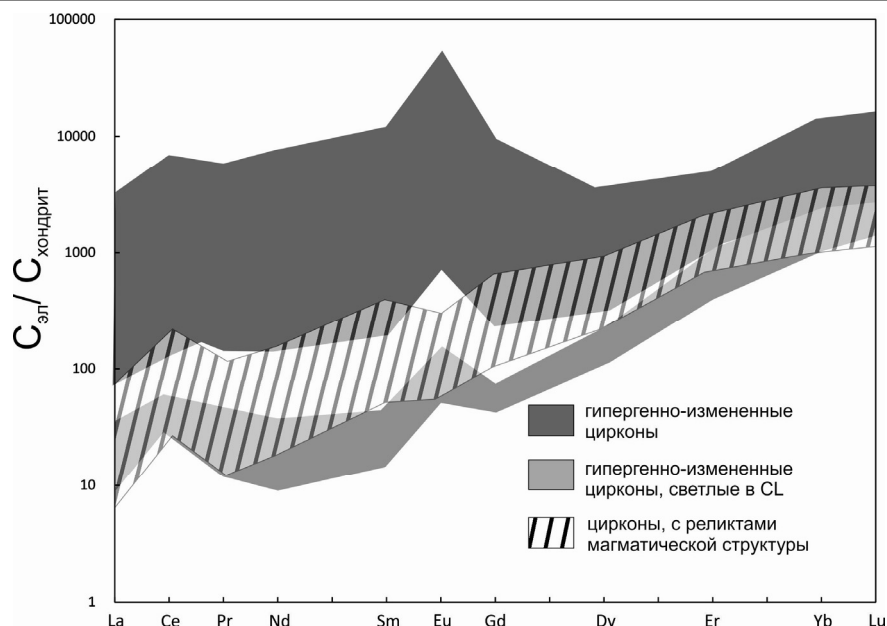


Рис. 2. Изображение циркона в режиме обратно рассеянных электронов с указанием точек измерения спектров. Ниже центра – кратер от лазера

Представляется маловероятным, что наблюдаемые сегодня зерна с магматическими реликтами и «светлые» участки гипергенно-измененных цирконов исходно имели одинаковый состав (РЗЭ и редкие элементы). Вероятнее всего, либо при формировании элювия размывалось два комплекса пород, цирконы в которых отличались друг от друга, либо исходная порода содержала две разновидности цирконов с различными геохимическими характеристиками. Согласно геологическим данным [1] среди крупно-валунной части элювия наблюдается только одна петрографическая разновидность валунов – гранито-гнейсы, что делает второй вариант более вероятным.

Таким образом, можно предположить, что в породе, подвергавшейся палеопротерозойскому выветриванию, изначально содержалось две разновидности цирконов, различающиеся составом и, вероятно, происхождением. Гипергенные изменения и последующий метаморфизм отразились на них по-разному. Одна часть зерен сохранила реликты магматической структуры, вторая же была полностью изменена. Часть цирконов, структура которых было полностью изменена, сохранила исходный характер распределения РЗЭ. Такое поведение в наложенных процессах вероятно, обусловлено различным содержанием радиоактивных компонентов и, как следствие, различной степенью метамиктности цирконов.

#### Литература

Климова Е.В., Матреничев В.А., Алфимова Н.А., Матреничев А.В., Матреничев Н.В. Геология и петрография элювиальных образований коры выветривания по гнейсам архейского фундамента Малоянисъярвинской структуры (Ю. Карелия). Статья с данным сборнике.

### МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ С ИЗБЫТОЧНЫМ РАДИОГЕННЫМ ГАФНИЕМ ИЗ ЛАМПРОИТОВ ПОРЬЕЙ ГУБЫ (КОЛЬСКИЙ П-В, ЛАПЛАНДСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС)

Антонов А.В.<sup>1</sup>, Лохов К.И.<sup>2,1</sup>, Корешкова М.Ю.<sup>2</sup>, Пресняков С.Л.<sup>1</sup>, Бушмин С.А.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ВСЕГЕИ, С-Петербург, Anton\_Antonov@vsegei.ru

<sup>2</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, С-Петербург, k.lokhov@spbu.ru, mk6456@mail.ru

<sup>3</sup>ИГГД РАН С-Петербург, s.a.bushmin@ipgg.ru

Комплекс даек лампроитов в Порье губе Белого моря, в пределах восточного блока Лапландского гранулитового комплекса изучен петрологически и геохронологически. При помощи датирования Rb-Sr изохронным методом по породообразующим минералам, и K-Ar метода по флогопиту надежно установлен возраст кристаллизации даек около 1720 млн лет [1, и ссылки в ней]. Дайки несут признаки и посткристаллизацион-

ных автометаморфических преобразований. Мы изучили цирконы из них не столько для уточнения возраста кристаллизации пород, сколько для изучения преобразований магматических цирконов в таких условиях. Ранее нами были обнаружены цирконы, кристаллизовавшиеся в высокофлюидных условиях в карбонатно-силикатных породах (кальцифирах), которые характеризуются специфическим внутренним строением, обнаружены характерные реакционные структуры ранней генерации циркона с поздними. Эти цирконы отличны от большинства магматических и метаморфических спектром распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), и главное, присутствием избыточного радиогенного гафния [2]. Миграция во флюиде высокочarged элементов возможна при относительно низких температурах в случае водно-углекисло-галогенового флюида [3], поэтому иногда цирконы маркированы радиогенным гафнием, высвобождающимся при перекристаллизации минералов с высоким значением  $\text{Lu}/\text{Hf}$  отношения [4]. В лампроитах Порьей губы также были обнаружены цирконы, отвечающие возрасту кристаллизации породы, и со значимым количеством избыточного радиогенного гафния [5], что выражается в аномально высокой величине  $\epsilon\text{Hf}(T)$ , по сравнению с таковым, находящимся в балансе с неодимом для магматической породы [6], т. е.  $\epsilon\text{Hf}(T) \gg 1,5 * \epsilon\text{Nd}(T) + 3$ . Данный эффект не является аналитическим артефактом за счет некорректной избранной коррекции на массу  $^{176}\text{Yb} + ^{176}\text{Lu} + ^{176}\text{Hf}$ , поскольку концентрации РЗЭ в цирконах низки, и отношения  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} < 0,0005$ ,  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} < 0,008$ , что ниже допустимых для принятой методики [7]. Мы изучили эти цирконы подробнее, чтобы получить доказательства того, что аномально высокие величины измеренного  $\epsilon\text{Hf}(T)$  не являются аналитическим артефактом.

Циркон является поздним минералом основной массы. BSE изображения цирконов (Рис.1) показывают, что они состоят из более светлых зон, которые замещаются более темным веществом. Более темные зоны и содержат избыточный радиогенный гафний:  $\epsilon\text{Hf}(T) \gg 1,5 * \epsilon\text{Nd}(T) + 3$ , в светлых – изотопный состав гафния находится в балансе с изотопным составом неодима породы.

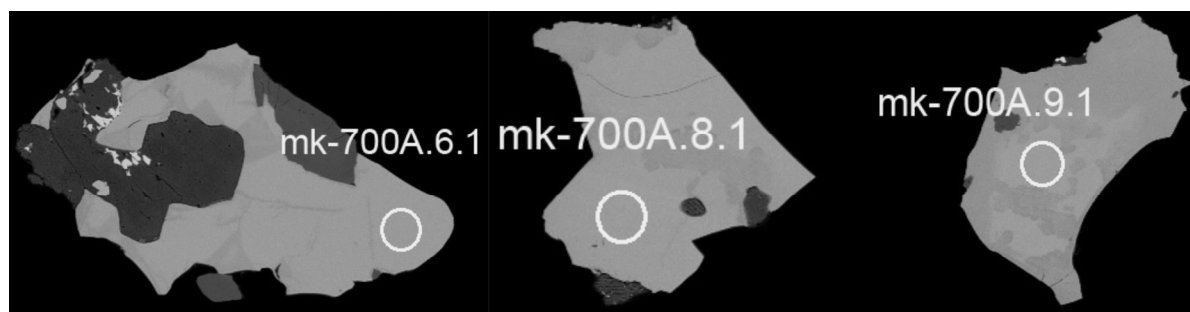


Рис. 1. Изображение цирконов в режиме обратно рассеянных электронов (BSE)

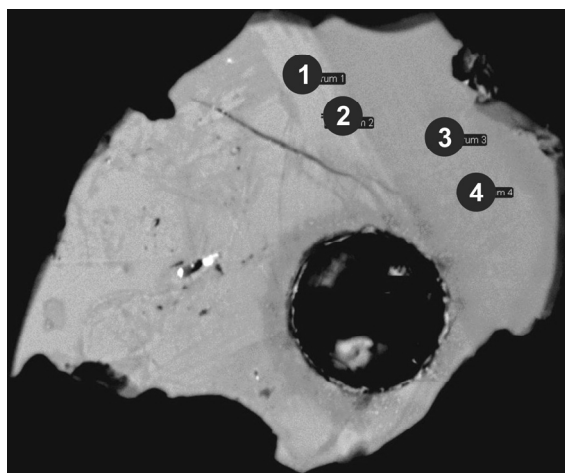


Рис. 2. Изображение циркона в режиме обратно рассеянных электронов с указанием точек измерения спектров. Ниже центра – кратер от лазера

Микрозондовое изучение различных участков цирконов показало, что в темных зонах присутствует значимое количество  $\text{Ca}$ ,  $\text{Na}$  и  $\text{Fe}$ . Кроме того, в отличие от светлых зон (спектр 1, табл.1), темные фрагменты циркона демонстрируют нестехиометричность, а аналитическая сумма окислов менее 100% (спектры 2–4, табл.1). Это может быть связано с вхождением в кристаллическую структуру циркона  $\text{OH}^-$  групп, и является характерной особенностью цирконов кристаллизовавшихся при активном участии флюида [9].

Данные по концентрациям РЗЭ и  $\text{Ba}$ , полученные методом LA-ICPMS показывают, что концентрация  $\text{Ba} < 40$  ppm, а  $\text{Gd} < 400$  ppm. Барий может исказить отношение  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  и нормализующее отношение  $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ , за счет изобарного наложения кластеров  $^{136,137,138}\text{Ba}^{40}\text{Ar}$ , образующиеся в ICP источнике ионов масс-спектрометра. Если принять обычное для ICP источника соотношение  $\text{Me}^+/\text{MeAr}^+ > 1000$ , то при концентрации  $\text{Hf}$  в цирконе около 0,6–1,1 вес%, искажение изотопных отношений за счет изобарного наложения

бария не превышает 0,01%. Присутствие гадолиния может привести к завышению сигнала на массе 176 за счет изобарного наложения  $^{160}\text{Gd}^{16}\text{O}$ . В отличие от сухих условий лазерной абляции “dry plasma”, когда отношение  $\text{Gd}^+/\text{GdO}^+ > 100$ , при жидком вводе пробы в источник ICP “wet plasma” это соотношение может быть ниже 20–30

[8, и ссылки в ней]. Если лазерная абляция темных зон цирконов, содержащих значимое количество воды и ОН-групп, и является неким аналогом жидкого ввода, то эффективный сигнал от  $^{150}\text{Gd}^{16}\text{O}$  может составлять до 20 ppm. Учитывая оцененные концентрации Hf в цирконах как минимум 0,6 вес%, повышение уровня сигнала на массе 176 за счет этого эффекта может составить не более 0,1%. В то же время, наблюдаемый эффект по изотопному отношению  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  достигает 0,4–0,5% [5], что позволяет его не считать аналитическим артефактом.

Вариации химического состава циркона (приведено в весовых процентах)

Спектр	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	CaO	FeO	ZrO <sub>2</sub>	HfO <sub>2</sub>	сумма
1	0.00	32.74	0.00	0.00	66.17	0.99	99.90
2	0.61	30.44	1.40	0.42	62.71	1.00	96.57
3	1.45	31.49	0.22	0.00	63.38	1.40	97.93
4	1.09	29.23	0.30	0.00	58.84	1.09	90.55

Захват избыточного радиогенного гафния в цирконы возможен при селективной перекристаллизации минералов вмещающих пород или ксенолитов, с высоким Lu/Hf отношением, например, апатита или граната. По-видимому, в данном случае имеет место перекристаллизация апатита с одновременной кристаллизацией монацита, поскольку, как правило, наблюдается уменьшение Th/U отношения в цирконах с высоким значением  $\epsilon\text{Hf}(T)$  (Рис. 3), и значимое увеличение количества кальция в темных зонах цирконов (табл.1).

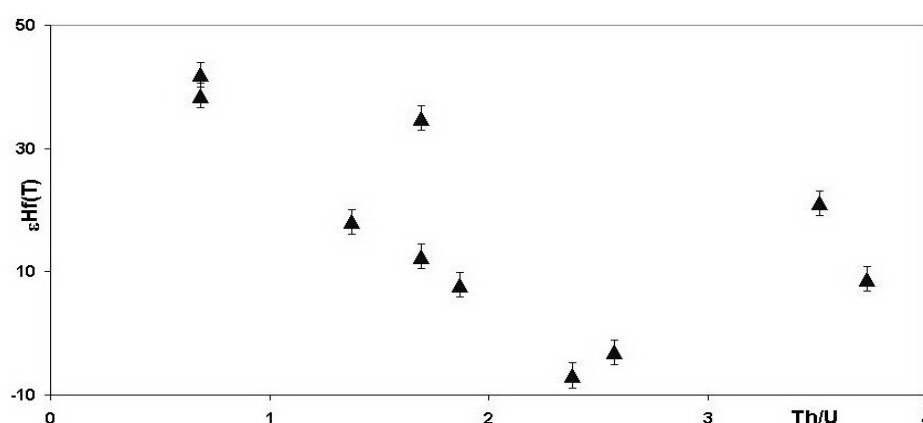


Рис. 3. Соотношение Th/U и  $\epsilon\text{Hf}(T)$  в цирконах. Величина Th/U зависит от концентрации Th

Мы благодарим руководство и сотрудников Кандаклякшского государственного природного заповедника за помощь в организации и проведении полевых работ. Работа поддержана грантом СПбГУ 3.37.86.2011.

## Литература

1. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., и др. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм Восточной части Балтийского щита. // Петрология. 1999. Т.3. № 4. С.246–266.
2. Лохов К.И., Капитонов И.Н., Прасолов Э.М., Сергеев С.А. Экстремально радиогенный гафний в цирконах из докембрийских кальцифиров. // ДАН. 2009. Т. 425. № 5. С. 660–663.
3. Aja S.U., Wood S.A., Williams-Jones A.E. The aqueous geochemistry of Zr and the solubility of some Zr-bearing minerals. // Applied geochemistry. 1995. V.10. Iss 6. P. 603–620.
4. Valley P.M., Fischer C.M., Hanchar J.M., et al. Hafnium isotopes in zircon: A tracer of fluid-rock interaction during magnetite-apatite ("Kiruna – type") mineralization // Chemical Geology. 2010. 275. P.208–220.
5. Корешкова М.Ю., Лохов К.И., Корнаков А.С., и др. Минетты Порьей губы Белого моря: новые минералогические и изотопно-геохимические данные // Тез докл. Международной конф. «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма». Судак-Москва 14–22 сентября 2012. Москва. ГЕОХИ. С. 72–74.
6. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., и др. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы). // Региональная геология и металлогения. 2009. №38. С.62–72.
7. Wu F-Y., Yang Y-H., Xie L-W., et al. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology // Chemical Geology 2006. 234. P. 105–126.
8. Blichert-Toft J. The Hf isotopic composition of zircon reference material 91500 // Chemical Geology. 2008. V.253. P.252–257.
9. Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. V. 69. N. 3. P. 637–648.

**ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА  
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА****Арзамасцев А.А.***Институт геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург, arzamas@ipgg.ru*

В палеозойское время магматизм проявился преимущественно в северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Кольская щелочная провинция, образовавшаяся в интервале 380–360 млн лет назад, имеет признаки, позволяющие отнести ее к типичным проявлениям плюмового магматизма. Провинцию составляют крупнейшие плутоны агпаитовых сиенитов, карбонатитовые интрузии, многочисленные дайки щелочных пород, субщелочные и щелочные вулканы, а также кимберлиты. В восточной части к проявлениям щелочного магматизма примыкают ареалы распространения трубок взрыва, объединенных в Архангельскую алмазonoсную провинцию. В дополнение к имеющимся геохронологическим данным было выполнено датирование реперных объектов, позволившее реконструировать последовательность магматических событий и выделить этапы магматизма.

К наиболее раннему этапу отнесены проявления толеитового магматизма, которые в регионе до настоящего времени не были достоверно установлены. Проявления толеитового магматизма в регионе представлены дайками долеритов, формирующими три роя: печенгский, баренцевоморский и восточно-кольский. В ходе проведенных нами работ проанализированные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом монофракции биотита, плагиоклаза и амфибола из разных даек указанных роев показали возраст  $381 \pm 15$  млн лет (12 определений). Эти данные совпадают с оценками возраста, полученными  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом для долеритовых даек полуострова Варангер, а также с нашими Sm-Nd изохронными датировками даек восточно-кольского и печенгского роев [1]. Долериты представлены как низкотитанистыми  $\text{TiO}_2 = 0.8\text{--}1.8$  мас.% (печенгский рой), так и высокотитанистыми  $\text{TiO}_2 = 1.5\text{--}3.6$  мас.% (баренцевоморский и восточно-кольский рои) разновидностями. Содержания высокозарядных элементов и крупноионных литофилов свидетельствуют о принадлежности палеозойских долеритов к группе континентальных платобазальтов. Общей чертой геохимии REE всех долеритов является отсутствие Eu аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.89\text{--}1.04$ ). Изотопные характеристики показывают широкие вариации  $\varepsilon\text{Sr}_{(t)}$ , что связано, по-видимому, с контаминацией большинства тел коровым материалом. В менее подвергшейся влиянию контаминации Sm-Nd системе значения  $\varepsilon\text{Nd}_{(t)}$  находятся в пределах  $+0.9 - +5.4$ .

В течение второго этапа магматической активности сформировалась Кургинская интрузия, сложенная субщелочными пироксенитами, ларвикитами и лардалитами, а также образовались комплементарные ей субщелочные вулканы, локализованные преимущественно в центральной части Кольского полуострова. Вулканогенные образования, варьирующие по составу от щелочных пикритов до щелочных базальтоидов, которые выполняют Контозерскую кальдеру, встречены на Баренцевоморском побережье, а также присутствуют в виде останцов в кровле Ловозерского и Хибинского массивов. U-Pb возрасты циркона из пироксенита и ларвикита Кургинской интрузии, составляет  $387 \pm 7$  млн лет.

Главный этап магматической активности представлен обширными проявлениями щелочного магматизма: щелочно-ультраосновными интрузиями с карбонатитами, а также сложными многофазными комплексами Хибин и Ловозера, в которых преимущественное развитие имеют агпаитовые сиениты. Среди 19 щелочно-ультраосновных массивов провинции для U-Pb геохронологических исследований были выбраны массивы Вуориярви, Ковдор, щелочно-ультраосновной комплекс в составе Хибинского массива, а также интрузии так называемой Хабозерской группы. Для U-Pb датирования были отобраны 15 монофракций перовскита из всех разновидностей пород щелочно-ультраосновной серии. Полученные оценки возраста перовскита из оливинита, пироксенита и перовскитсодержащего пироксенита (перовскитовой руды) массивов Лесная Варака, Африканда, Ковдор также находятся в диапазоне 385–377 млн лет. Несколько более молодой возраст (376–367 млн лет) обнаруживает перовскит из фойдолитовых членов щелочно-ультраосновной серии, что в целом согласуется с геологическими наблюдениями, свидетельствующими о секущих соотношениях ийолит-мельтейгитов по отношению к пироксенитам и оливинитам. Сопоставление данных, полученных по разным интрузивным фазам в пределах одного массива, позволяет предположить, что становление каждой из многофазных интрузий происходило автономно, причем возрастной диапазон формирования каждой интрузии мог быть различным. Так, например, близость полученных оценок возраста для ранних ультрабазитов и поздних карбонатитов массива Ковдор указывает, что его становление произошло в интервале около 380–378 млн лет. С другой стороны, формирование массива Вуориярви произошло около 368–361 млн лет назад. Анализ имеющихся в литературе и полученных нами оценок возраста большинства щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции свидетельствует об их становлении  $379 \pm 5$  млн лет назад. Сопоставление этих данных с определениями возраста, полученными Rb-Sr изохронным методом для агпаитовых сиенитов Хибин ( $367 \pm 5$  млн лет) и Ловозера ( $370 \pm 7$  млн лет) [2], указывают на значимо более молодой возраст последних. Дополнительные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

определения возраста флогопитов из трубки взрыва, секущей нефелиновые сиениты Хибин ( $363 \pm 5$  млн лет) [1], а также цирконов из экзоконтактовой зоны ( $359 \pm 5$  млн лет) и цирконсодержащих щелочных сиенитов Ловозерского массива ( $347 \pm 8$  млн лет) [3] свидетельствуют о том, что магматическая активность в этих гигантских щелочных плутонах продолжалась, как минимум, несколько миллионов лет после формирования главных породных комплексов. В свете имеющихся изотопных данных возраст перовскита из ксенолитов пироксенитов Хибин ( $383 \pm 7$  млн лет) совпадает с возрастом формирования щелочно-ультраосновной серии карбонатитовых интрузий рассматриваемой провинции. В отличие от этого значения, полученный нами возраст перовскита из апатито-нефелиновых руд Хибин ( $370 \pm 3$  млн лет) отвечает времени внедрения агпаитовых сиенитов. Таким образом, находит подтверждение связь апатитового оруденения в Хибинах не со щелочно-ультраосновной, а с агпаитовой серией, представленной комплексом К-нефелиновых сиенитов и массивных уртитов [4]. Таким образом, последовательность событий главного этапа магматизма представляется в следующем виде.

*388 ± 6 млн лет.* Образование системы кольцевых разломов и заложение Хибинской кальдеры проседания на контакте позднеархейского комплекса тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов и палеорифтогенного раннепротерозойского пояса Печенга-Имандра-Варзуга, внедрение первых порций меланефелинитовой магмы и формирование кольцевых даек обрамления.

*383 ± 7 млн лет.* Внедрение щелочно-ультраосновных расплавов в северной части Хибинской и северо-восточной части Ловозерской кальдер, образование тел оливиновых пироксенитов, мелилитолитов и оливиновых мельтейгитов.

*379 ± 5 млн лет.* Формирование щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатами Ковдорского массива, массивов Турий Мыс, Африканда, Лесная, Озерная Вараки, Ивановка, Песочный и др.

*372–367 млн лет.* Образование главных плутонических комплексов агпаитовых сиенитов Хибин и Ловозера. В Хибинской кальдере: (а) внедрение агпаитовых сиенитов по внешним коническим разломам (интрузия хибинитов); (б) дальнейшее проседание кальдеры и формирование по системе кольцевых разломов расслоенного комплекса ийолитов-мельтейгитов; (в) образование в породах комплекса ийолитов-мельтейгитов конических разломов и внедрение по ним апатитоносной интрузии уртитов-ювитов-кальситовых сиенитов ( $370 \pm 7$  млн лет); (г) взламывание центральной части кальдеры и внедрение нефелин-сиенитовых расплавов, сформировавших ядро массива (интрузия фойяитов). В Ловозерской кальдере: (а) заполнение всей депрессии агпаитовой магмой и формирование расслоенного лопаритоносного комплекса луявритов-фойяитов-уртитов, (б) взламывание центральной части массива и образование приповерхностной интрузии эвдиалитовых луявритов; (в) внедрение в центральную часть ловозерской кальдеры интрузии щелочных сиенитов (пуласкитов).

*367–366 млн лет.* Внедрение штоков карбонатитов и пуласкитов в восточной части Хибинской кальдеры.

В завершающий этап магматической активности в палеозое произошло формирование роев постинтрузивных даек в обрамлении массивов, а также автономных даек и трубок взрыва щелочных пикритов, кимберлитов, оливиновых меланефелинитов, нефелинитов, фонолитов. В обрамлении Ловозерского массива сформировались микроклин-альбитовые жилы с ильменитом и цирконом ( $359 \pm 5$  млн лет). Позднемагматические процессы, по данным U-Pb датирования цирконов ( $347 \pm 8$  млн лет) из щелочных сиенитов центральной части Ловозерского массива, продолжались на протяжении нескольких миллионов лет.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15–05–02116).*

## Литература

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
2. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaite centres, Kola Alkaline Province, Russia // Lithos. 1994. V. 32. P. 225–242.
3. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В. и др., Длительность формирования полифазной магматической системы палеозойских щелочных комплексов центральной части Кольского полуострова: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar данные // Доклады АН. 2007. Т. 413. № 5. С. 666 – 670.
4. Арзамасцев А.А., Иванова Т.Н., Коробейников А.Н. Петрология ийолит-уртитов Хибин и закономерности размещения в них залежей апатита. Л.: Наука, 1987. 109 с.
5. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Присяжловский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000) // Тр. Геологического института РАН, М.: ГЕОС, 2012. Вып. 597. 104 с.
6. Арзамасцев А.А., Баянова Т.Б., Арзамасцева Л.В. и др., Инициальный магматизм палеозойской тектоно-магматической активизации северо-восточной части Балтийского щита: возраст и геохимические особенности массива Курга, Кольский полуостров // Геохимия. 1999. № 11. С. 1139 – 1151.

## ЭКЛОГИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА: СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА, Р-Т УСЛОВИЯ И ВРЕМЯ МЕТАМОРФИЗМА

Березин А.Б.<sup>1,2</sup>, Скублов С.Г.<sup>1,3</sup>, Мельник А.Е.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, [berezin-geo@yandex.ru](mailto:berezin-geo@yandex.ru),  
[skublov@yandex.ru](mailto:skublov@yandex.ru)

<sup>2</sup>Санкт Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

<sup>3</sup>Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург

Эклогитовые минеральные ассоциации в метабазах Беломорского подвижного пояса (БПП) известны более 70 лет. В первой половине XX века они были отмечены в БПП Н.Г. Судовиковым (1936), Л.А. Косым (1938) и Г.М. Саранчиной [1]. На островах Керетского архипелага в центральной части БПП авторами был обнаружен ряд новых эклогитовых тел и детально изучены описанные ранее Л.А. Косым (1938), К.А. Шуркиным (1955, 1966) и В.С. Степановым [3] аналогичные объекты на о-вах Сидоров и Илейки.

Вмещающие породы представлены гнейсами, мигматизированными до гранито-гнейсов, преимущественно относимых к керетской толще БПП. Общий структурный рисунок определяется пологим характером залегания пород, осложненных ортогональной системой поздних субвертикальных разломов, с развитием метапсевдотрахитов (о-в Большая Илейка). По минеральному составу вмещающие гнейсы являются биотит-амфиболовыми, реже – эпидотовыми (цоизитовыми). В результате исследований было установлено, что основные породы на островах Сидоров и Большая Илейка морфологически могут быть разделены на три группы: будинированные тела; субсогласные с вмещающими породами тела и дайки.

Первая группа представлена будинированными телами метагаббро, заключенными в гранито-гнейсовый матрикс. Распределение будин неравномерное, в виде зон, с определенной дифференциацией по линейным размерам – будины примерно одного размера тяготеют друг к другу. Межбудинное пространство заполнено, как правило, кварц-полевошпатовым материалом с биотитовыми оторочками. На некоторых участках наблюдаются реликтовые тела, представленные ассоциацией габбро-анортозитов (метаанортозитов), интерпретируемых как реликты расслоенного комплекса. Вторая группа метабазитов представлена пластовыми телами амфиболитов. Мощность этих тел не более 1 м, по простиранию они прослеживаются до 3–5 м. Тела метабазитов деформированы конформно вмещающим гранито-гнейсам и часто будинированы. Тела метабазитов нередко расщеплены по плоскостям сместителей и пересечены поздними кварц-полевошпатовыми жилами. По распространенности пластовые тела метабазитов редки и, скорее всего, являются самыми древними образованиями. Дайки, относимые к третьей группе базитов, являются наименее распространенными образованиями в пределах о-ва Сидоров. Они были обнаружены только на северо-восточном мысу и в южной части острова.

Таким образом, по структурному положению и морфологии тел метабазиты о-ва Сидоров можно отнести к трем комплексам [3] – габбро-анортозиты (изометричные тела), амфиболиты (пластовые тела) и габбро-нориты. В наибольшей степени эклогитизированы изометричные тела комплекса габбро-анортозитов. Характер эклогитизации представлен как линейными зонами в зонах деформаций, так и сплошными, выполняющими весь объем породы. Наличие в некоторых случаях на выклинивающихся участках эклогитовых жил карбонат-скаполитовых агрегатов позволяет однозначно их интерпретировать как гидротермально-метасоматические образования. В большинстве случаев зоны эклогитизации были заложены в породах, находящихся в пластичных условиях, выше температуры плавления пород рамы.

Изученные породы по соотношениям таких компонентов, как  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  относятся к аналогам габбро натровой серии. Для будин метагаббро о-ва Сидоров спецификой является их высокая железистость (#mg в среднем 0.25). Для метагаббро-норитов о-ва Большая Илейка типична большая магнизиальность (#mg в среднем 0.5). Содержания К в породе находится в прямой зависимости от присутствия акцессорного биотита, а содержание Na увеличивается пропорционально с развитием плагиоклаза и амфибола. Высокая железистость, а также низкие концентрации хрома (70–170 ppm) и никеля (50–70 ppm) позволяют отнести метагаббро о-ва Сидоров к комплексу габбро-анортозитов. Более высокое содержание  $\text{MgO}$  (до 11%), а также на порядок более высокое содержание Cr (500–900 ppm) и Ni (150–210 ppm) предполагают типизацию протолита метабазитов о-ва Большая Илейка как габбро-норит. Распределение REE в породах имеет слабо дифференцированный спектр распределения  $(\text{La/Lu})_N$  около 3–3.5). При этом уровень обогащения феррогаббро составляет 50–80 хондритовых стандартов при сумме REE около 100 ppm, а для габбро-норитов – 20–40 хондритовых стандартов и около 40 ppm соответственно. Проведенные масс-балансовые расчеты позволяют предположить, что процесс эклогитизации проходил в условиях открытой системы с привносом таких элементов как Na (до 40% относительно содержания в протолите), Al, Cs, Sr и других элементов из кислых по составу вмещающих пород. Синхронно с этим процессом происходило образование зон и участков гранатитов с рассеянными сульфидами.

Для оценки параметров метаморфизма использовалась методика TWQ [4], основанная на использовании согласованной базы термодинамических данных jun92.bs. Рассчитанные P-T условия образования парагенезиса Cpx-Grt-Pl-Amp, вероятно, соответствовали низам эклогитовой фации с давлением до 12 кбар и 700–800 °C. Следующий, регрессионный, этап характеризовался общим спадом давления от 12 до 6.5 кбар и температуры от 730 до 600 °C, что соответствует Grt-Bt-Ky-Og субфации амфиболитовой фации. После окончательного остывания пород незначительное термальное воздействие оказали кварцевые и пегматитовые жилы, вызвавшие приконтактовую амфиболитизацию метабазитов при T около 620 °C и P 2–2.5 кбар в условиях низкобарической амфиболитовой фации.

Циркон из эклогитоподобной породы представлен двумя разновидностями. Удлиненные (до 150–200 мкм) призматические зерна с темной в CL окраской и реликтами ростовой осцилляционной зональности и зерна округлой, неправильной формы. U-Pb возраст призматических зерен составляет 2.39–2.48 млрд. лет, а мелких округлых зерен – 1.87–1.89 млрд. лет (рис.). Для призматических зерен характерно повышенное содержание Y, Th, Th/U отношение от 0.5 до 1.0, дифференцированный спектр распределения REE с выраженными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями. Этот набор признаков отвечает циркону магматического происхождения. Более молодые зерна циркона отличаются пониженным на порядок содержанием Y, Th, повышенным – Li, Hf, низким Th/U отношением (0.01–0.03). Для них характерно «плоское» распределение HREE, характерное для циркона, образованного одновременно с гранатом. С одной стороны, эти особенности состава отмечаются для типичного циркона из эклогитов [2]. С другой стороны, «плоский» спектр REE, повышенное содержание неформальных элементов (Ca, Ti), смена знака Eu-аномалии на положительный, характерны для циркона из породы, подвергшейся интенсивной флюидной переработке.

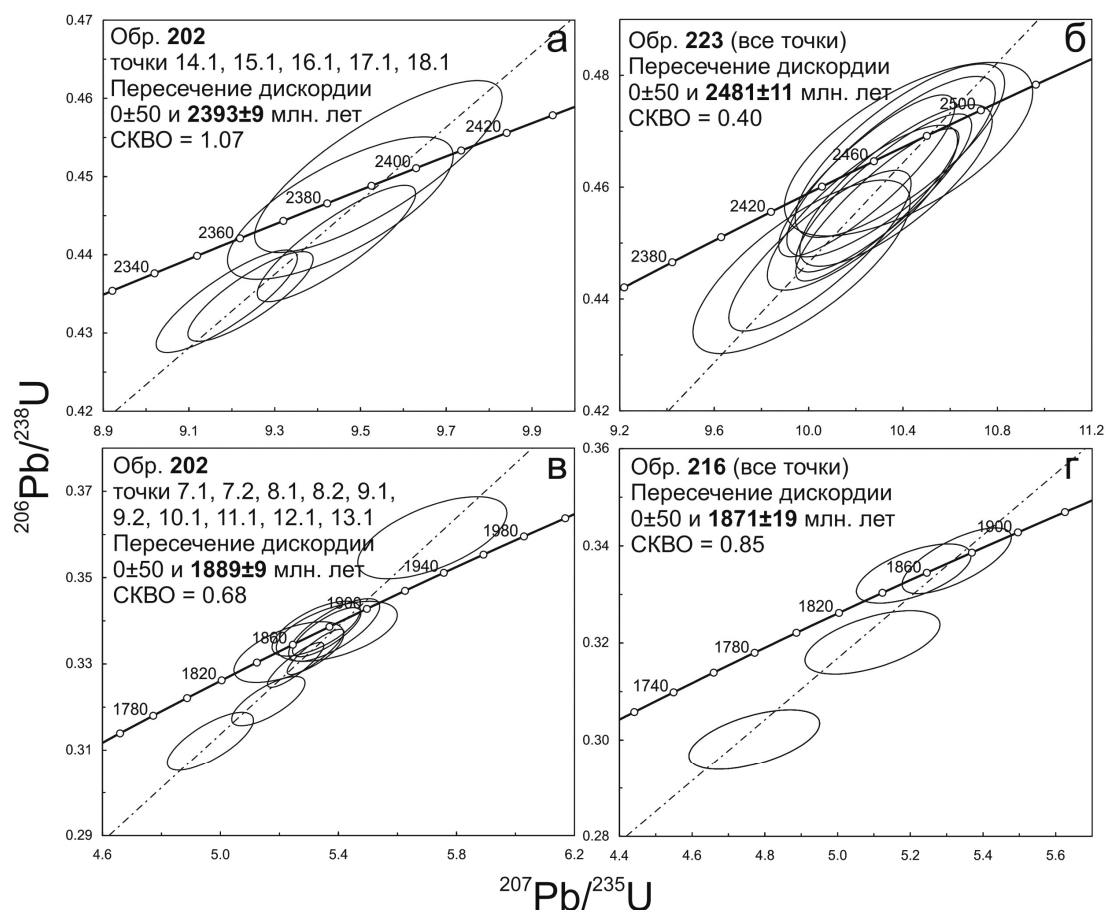


Диаграмма с конкордией для цирконов из эклогитов (магматического (а, б) и метаморфического (в) генезиса) и амфиболита (г)

Для эклогитизированного метабазита (обр. 223) Sm-Nd изохрона (WR-Cpx-Grт\*) соответствует возрасту гомогенизации Sm-Nd системы в  $1871 \pm 15$  млн лет (SKBO = 0.32). Предположительно, такое значение отражает нижний возрастной предел эклогитизации, практически совмещенный со временем проявления наложенной амфиболитизации. Положительная величина  $\varepsilon_{Nd} = 1.2$  для обр. 223, соответствует возрасту ~2.5 млрд.



лет протолита метабазитов, продуцированного из недеплетированной мантии и имеющего небольшую коровую историю. Схожие параметры существенно отличаются от характеристик друзитов с отрицательными значениями  $\epsilon\text{Nd}$ .

Таким образом, протолитом эклогитизированных базитов являются габбро-анортозиты и габбро-нориты с магматическим возрастом 2400–2480 млн лет. Возраст эклогитизации соответствует временному интервалу 1870–1890 млн лет, совпадающему в пределах погрешности с оценками 1880–1900 млн лет для других проявлений эклогитов в пределах БПП [2]. Эклогитизация метабазитов протекала в условиях эклогитовой фации относительно умеренного давления и была обусловлена двумя главными факторами: валовым составом метабазитов (эклогитизации подвергаются более железистые породы) и локально проявленным активным участием флюида. Регрессивный этап метаморфизма характеризовался давлением от 12 до 6.5 кбар и температурами от 730 до 600 °C.

#### Литература

1. Саранчина Г.М. Об амфиболитовых и эклогитовых породах губы Кив и губы Кузокоцкой Белого моря / Сб. статей к 70-летию акад. Д.С. Белянкина. М.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 273–281.
2. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470–494.
3. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
4. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  // J. Petrology. 1988. V. 29. P. 445–522.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРЕМНЕЗЕМИСТОЙ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОЙ СЕРИИ НА ПРИМЕРЕ СУМИЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Богина М.М.<sup>1</sup>, Злобин В.Л.<sup>2</sup>, Шарков Е.В.<sup>1</sup>, Чистяков А. В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Москва, lekhta@mail.ru

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, vzlobin@bk.ru

Раннепалеопротерозойский этап в эволюции Земли ознаменовался заложением глобальных рифтовых систем, тектоническая природа которых определялась мантийной плюмовой геодинамикой. Эти процессы вызвали внедрение огромных масс мантийных расплавов с образованием роев даек, мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивов и вулканитов [1, 2]. Данные комплексы формируют крупные изверженные провинции, и маркируют стадию инициального рифтогенеза. Породы данного уровня наиболее широко распространены на Канадском и Балтийском щитах, которые согласно палеомагнитным данным на момент палеопротерозоя были объединены в единый суперконтинент – Кенорленд [3].

Изученные породы имеют довольно характерный петрогеохимический и изотопно-геохимический облик, в частности, слабо отрицательные значения  $\epsilon\text{Nd}$ , существенную обогащенность ЛРЗЭ, наличие отрицательных Ta-Nb аномалий на спайдерграммах, и обычно рассматриваются как производные кремнеземистой высокомагнезиальной серии (КВМС). Магмы данной серии играли важную роль в формировании мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузивов, часто вмещающих месторождения платины, меди, и никеля. Однако происхождение данной серии спорно. Одни исследователи считают, что она сформировалась в результате плавления деплетированного вещества мантийного плюма с последующей контаминацией архейской корой [4, 5], тогда как другие считают, что ее формирование было связано с плавлением «обогащенной» или метасоматизированной литосферной мантии [6–8].

Изучение раннепалеопротерозойских вулканитов Карельского кратона позволило нам предложить модель формирования данной серии. Вулканиты изучались в пределах Лехтинской и Шомбинской структур, расположенных в Центральном домене с позднеархейским фундаментом, где вулканиты представлены бимодальной ассоциацией, а также в Кумсинской, Краснореченской и Эльмусской структурах в Водлозерском блоке с более древним фундаментом.

На классификационных диаграммах большая часть мафитов соответствует известково-щелочным базальтам и андезибазальтам, с меньшей долей субщелочных разновидностей и андезитов. Породы основного состава Шомбинской и Лехтинской структур в Центральном домене характеризуются невысоким содержанием  $\text{TiO}_2$  (как правило, около 1), и являются фракционированными – с невысокими – умеренными содержаниями

ми MgO (#mg в среднем около 0.4, изредка до 0.5), и низкими содержаниями Cr (27–130, изредка до 200). Они характеризуются достаточно существенным фракционированием ЛРЗЭ и ТРЗЭ  $(La/Yb)_N = 4.6–11.7$ ,  $(La/Sm)_N = 2.3–3.6$ ,  $(Gd/Yb)_N = 1.66–2.74$ , при широких вариациях уровня РЗЭ от 10 до 100 хондритов.

На спайдерграммах отмечаются значительные отрицательные аномалии Nb, при отсутствии или слабой отрицательной аномалии Ti. Такие характеристики свойственны как контаминированным породам, так и породам, несущим вклад субдукционной компоненты.  $\epsilon Nd$  для данных пород характеризуется слабо-отрицательными значениями, варьируя от  $-1.7$  до  $-0.4$ .

Среди раннепалеопротерозойских вулканитов Водлозерского блока отмечаются породы с большей магнезиальностью (Mg# до 60) и существенно более высокими содержаниями Cr (до 900 ppm), а также более высоким содержанием Ti, что выражено в наличии интенсивных положительных Ti аномалий на спайдерграммах по сравнению с отрицательными аномалиями или их отсутствием в породах Центрального домена, а также более низким содержанием глинозема. По степени РЗЭ фракционирования  $((La/Yb)_N = 5.4–12.7$ ,  $(La/Sm)_N = 1.9–3.5$ ,  $(Gd/Yb)_N = 1.6–2.7$ ), данные породы близки к их аналогам в Центральном Доме и характеризуются близкими узкими изотопными вариациями изотопного состава Nd от  $-2.0$  до  $-0.7$ .

Слабо отрицательные значения  $\epsilon Nd$  могут объясняться как коровой контаминацией, так и вкладом в генезис базальтов обогащенной мантии. Для тестирования этих гипотез мы рассмотрели вариации изотопного состава Nd в зависимости от Nb/La и Mg#. С одной стороны, отсутствие корреляции на диаграмме  $\epsilon Nd$ – $(Nb/La)_N$  может свидетельствовать о происхождении пород из обогащенной мантии. В пользу этого свидетельствует и отсутствие корреляции между Th/Ta и La/Yb отношениями, которая характерна для базитов, образованных в результате реализации процессов ассимиляции-фракционной кристаллизации, а также отсутствие явно выраженной корреляции между величиной  $(Nb/La)_{pm}$  отражающей глубину Nb аномалии и содержанием Th. С другой стороны, наблюдается корреляция между  $(La/Sm)_N$  и  $(Nb/La)_N$  отношениями и между La и  $(Nb/La)_N$ , а также положительная корреляция на диаграмме  $\epsilon Nd$ –Mg#, что скорее свидетельствует о контаминации расплава, чем о генерации из обогащенной мантии. Такое противоречие можно объяснить либо селективной и довольно незначительной ассимиляцией корового материала, либо тем, что параметры ассимилянта были таковы, что не вызвали существенного сдвига в изотопном составе Nd.

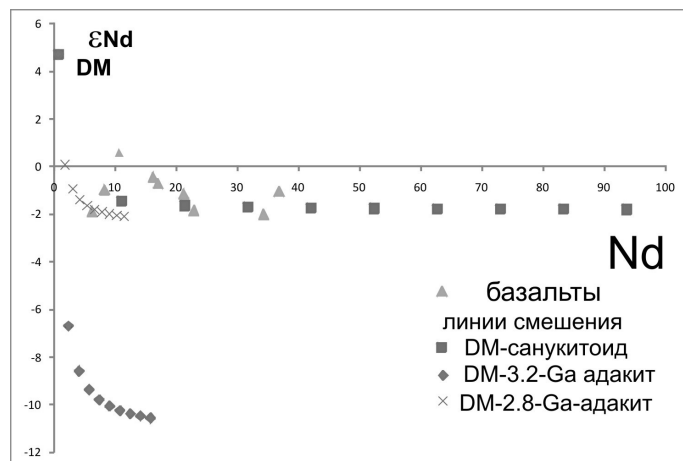
Согласно петрологическим построениям, высоко-Mg базальты были генерированы из гарцбургитового источника. Температура, посчитанная по программе PRIMELT составила  $1380^\circ C$ , что скорее согласуется с плавлением вещества «ambient» мантии, а не плюма.

Таким образом, исследование продемонстрировало двойственную природу изучаемых пород. С одной стороны они несут в себе признаки генерации из мантии, метасоматизированной субдукционными процессами, а с другой стороны – следы коровой контаминации. В тоже время видно, что они образовались из близких по составу мантийных источников, что подтверждается также и близкими спектрами РЗЭ при перекрывающихся и довольно узких вариациях изотопного состава Nd, которые остаются практически одинаковыми в разных частях щита. На диаграмме  $\epsilon Nd$ –возраст породы палеопротерозоя формируют узкое поле варьируя по составу в пределах 2-х единиц  $\epsilon$  между DM и полем эволюции архейских гранитоидов.

Соответственно, коровую контаминацию, особенно на средних коровых уровнях, достаточно сложно представить, т. к., в свете близких значений  $\epsilon Nd$  надо предполагать одинаковый состав и количество конта-

минанта для комплексов, значительно разнесенных в пространстве и расположенных в гетерогенной коре. Что же за механизм обеспечил такую удивительную изотопно-геохимическую гомогенность вулканитов по большой площади?

На основании полученных данных, генезис этих вулканитов нам представляется следующим образом. ~2.7 млрд. лет назад рост коры на Балтийском щите осуществлялся в основном за счет крупномасштабного внедрения санукитоидов, которые по-видимому на тот момент и сформировали нижнюю кору. В результате подъема плюма происходило плавление мантии, расплавы которой при подъеме плавляли низы коры, сложенной на тот момент санукитоидами. Расчет простой модели смешения между санукитоидом и обедненной мантией показал (рис.), что независимо от процента смешения



**Вариации изотопного состава Nd при смешении DM и гранитоидов различного возраста. Изотопный состав санукитоидов и адакитов Карельского кратона взят из работ [9–11]**

изотопный состав Nd остается практически неизменным, что и обеспечивает наблюдаемую относительную изотопно-геохимическую гомогенность сформированных мафитов. Дальнейшие незначительные вариации составов базальтов по-видимому контролируются AFC моделью.

*Работа поддержана Российским Фондом Фундаментальных исследований (гранты №№ 14-05-00458 и 15-05-01214).*

### Литература

1. Vogel D.C., Vuollo J.I., Alapieti T.T., James R.S. Tectonic, stratigraphic, and geochemical comparisons between ca. 2500–2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian Shields // *Precambrian Res.* 1998. V. 92. P. 89–116.
2. Bogatkov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V., and Yarmolyuk V.V. *Magmatism and Geodynamics. Terrestrial Magmatism Throughout the Earth's History.* Gordon and Breach Science Publishers. Amsterdam et al., 2000, 511 p.
3. Heaman L.M. Global mafic magmatism at 2.45 Ga: remnants of an ancient large igneous province? // *Geology.* 1997. Vol. 55. No. 4. P. 299–302.
4. Шарков Е.В., Богина М.М. Эволюция магматизма палеопротерозоя – геология, геохимия, изотопия // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2006. Т. 14. № 4. С. 3–27.
5. Amelin Yu.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 124. P. 255–272.
6. Вревский А.Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 5. С. 546–574.
7. Hanski E., Walker R.J., Huhma H., Suominen I. The Os and Nd isotopic systematics of c. 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland // *Precambrian Res.* 2001. V. 109. P. 73–102.
8. Ketchum K.Y., Heaman L.M., Bennett G., Hughes D.J. Age, petrogenesis, and tectonic setting of the Thessalon volcanic rocks, Huronian Supergroup, Canada // *Precambrian Res.* 2013. V. 233. P. 144–172.
9. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов Карельского кратона: Nd и Sr изотопно-геохимические данные // *Петрология*. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.
10. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 26–42.
11. Бибикова, Е.В. Самсонов. А.В. Петрова А.Ю. Кирнозова Т.И. Геохронология архея западной Карелии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2005. Т. 13. № 5. С. 2–30.

## ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД ТИТАНОНОСНОГО ПОРЬЕРЕЧЕНСКОГО КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Бороздина С.В.<sup>1</sup>, Нерадовский Ю.Н.<sup>2</sup>, Грошев Н.Ю.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ГИ КНЦ РАН, Анамумы, borozdina.svetlana@bk.ru

<sup>2,3</sup> ГИ КНЦ РАН, Анамумы

В работе приведены первые результаты петрографического изучения пород титаносного Порьереченского комплекса, расположенного в южной части Колвицких тундр (юго-запад Кольского полуострова). Комплекс представляет собой группу интрузивных массивов ультраосновных пород, которые прорывают породы гранулитового комплекса (преимущественно гранат – клинопироксен – плагиоклазовые кристаллосланцы) и трассируются в виде широкой прерывистой полосы в северо-западном направлении. Интрузивные тела в основном имеют дайкообразную и линзовидную форму, протяженность наиболее крупного из них 12 км и мощность до 500 м.

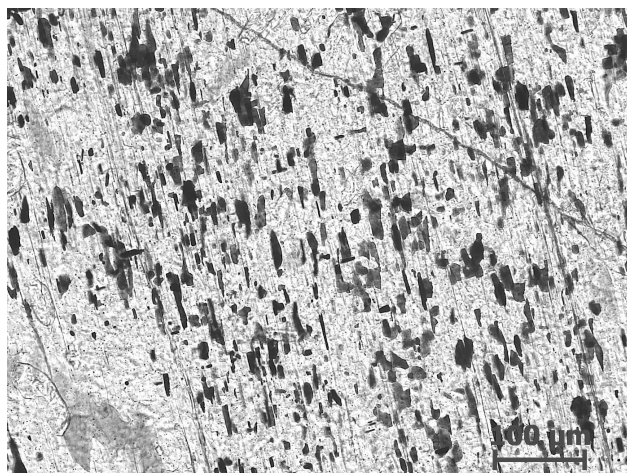
По данным предыдущих исследований Порьегубский комплекс относился к разным формациям: габбро-перидотит-пироксенитовой [4], габбро-лерцолит-вебстеритовой формации [3], клинопироксенит-верлитовой [1, 5, 6]. Из этого следует, что формационная принадлежность комплекса требует дальнейшего изучения. Также в настоящее время не определен достоверный геохронологический возраст интрузий.

Глубокий интерес к Порьереченскому комплексу обусловлен наличием в его северо-западной части Колвицкого месторождения комплексных Fe-Ti-V-Ni-Cu-Co руд [2], а также присутствием ЭПГ-минерализации [5]. Сочетание титаномagnetитового, медно-никелевого и платинометального оруденения вызывает необходимость изучения с объяснением ассоциации их с соответствующими типами пород.

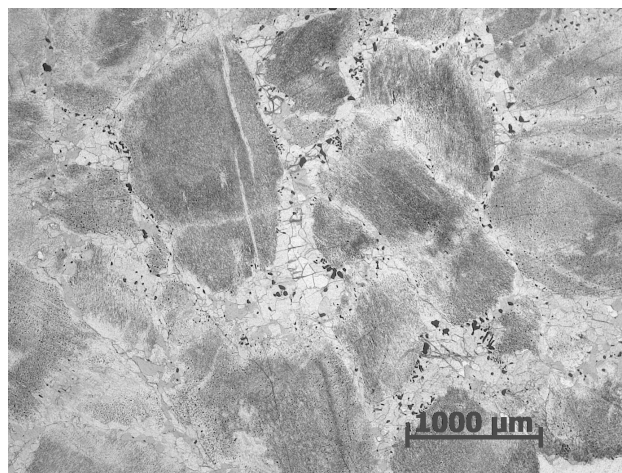
Предварительные данные показывают, что в составе интрузий комплекса выделяются клинопироксениты, вебстериты, верлиты, оливиновые клинопироксениты, оливиновые вебстериты, оливиниты и гарцбургиты, первые три типа пород в пределах изученного массива имеют наибольшее распространение. Для всех типов ультраосновных пород участка характерна массивная текстура. Для клинопироксенитов, оливиновых кли-

нопироксенитов, вебстеритов, оливиновых вебстеритов и гарцбургитов участка отмечается гипидиоморфно-зернистая структура, верлиты характеризуются гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурой, оливиниты имеют панидиоморфнозернистую структуру.

Клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты, вебстериты и оливиновые вебстериты, различной степени зернистости. Общей особенностью клинопироксенитов и верлитов участка является наличие многочисленных тонких включений рудных минералов по спайности в пироксене (рис.1 а, б). В отдельных образцах клинопироксенитов совместно с рудным веществом в пироксене наблюдается амфибол (?). В отдельных зонах на зерна пироксена наложен катаклаз со смещением. Оливин в оливиновых клинопироксенитах и оливиновых вебстеритах в отдельных шлифах частично серпентинизирован. Общей особенностью пироксенитов участка является наличие амфибола – бурая роговая обманка (в среднем 5%, до 13% амфибола).



а



б

## Морфология включений в пироксенах:

А – Пластинчатые включения в ортопироксене; Б – Криптокристаллические в клинопироксене

Верлиты средне- и крупнозернистые, часть пород метаморфизована. Оливин идиоморфный. Клинопироксен расположен в интерстициях оливина. Оливин разбит микротрещинами, выполненными серпентином (в метаморфизованных шлифах с иддингситом). Клинопироксен частично замещён амфиболом (железистой роговой обманкой), до 8% в метаморфизованных разностях.

Оливиниты средне-, крупнозернистые. Оливин изометричный, разбит трещинами, замещен серпентином. Плагноклаз присутствует в объеме до 10%, образует ксеноморфные мелкие выделения в интерстициях оливина, разбит микротрещинами. На границе плагноклаза с оливином наблюдаются двух- и трехслойные келифитовые оторочки.

Гарцбургиты средне – крупнозернистые. Оливин идиоморфный, иногда включён в крупные кристаллы ортопироксена. Ортопироксен слабо розоватый, развивается по интерстициям оливина, также отмечается наличие рудной шриховки по спайности в пироксене.

Таким образом, для ультраосновных пород комплекса характерны преимущественно типы структур полнокристаллических магматических пород, частично отмечается наличие элементов «сухой» катакластической структуры, без признаков наложенного метаморфизма. Серпентинизация проявлена слабо. В пироксенитах повсеместно отмечается присутствие амфиболов, что, возможно, связано с процессом первично-магматической кристаллизации и ассимиляцией вмещающих пород.

## Литература

1. Борисов А.Е. Информационный отчет по работе «Проведение поисково-оценочных работ на богатые медно-никелевые руды в пределах Колвицкой и Лебяжинской площадей Мурманской области». ОАО Кольский геологический информационно-лабораторный центр. Мурманская область, ФГУ МурТФГИ, Апатиты, 2008. 225 с.
2. Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н. и др. Колвицкое месторождение (геология, вещественный состав руд) // Вестник МГТУ. 2014. Т.17. № 2. С. 271–278.
3. Докучаева В.С., Ефимов М.М. Петрологические критерии оценки никеленосности раннепротерозойского (сумийского) гипербазит-базитового магматизма Кольского полуострова // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона, изд. Апатиты: КФАН, 1988. С.11–14.

4. Лимберис Ю.Г., Чемисов Г.К., Смирнов Ю.П. и др. Сводный отчет о результатах поисковых работ на Ni, выполненных в Терском районе в 1966 – 1969 г.г. ФГУ МурТФИ, Апатиты, 1970. 165 с.
5. Шолохнев В.В. Оценка платиноносности крупных расслоенных массивов Карело-Кольского региона, ФГУ МурТФИ, Апатиты, 2007
6. Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова и ее металлогения. Л.: Наука, 1980. 169 с.

## ВЕЩЕСТВО ПАЛЕОАРХЕЙСКОЙ КОРЫ В МЕЗОАРХЕЙСКИХ ВУЛКАНИТАХ: РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИЗОТОПНАЯ LU-Hf СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНОВ ИЗ ПОРОД КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ И ЕЕ ОКРУЖЕНИЯ

Ветрин В.Р.<sup>1</sup>, Белоусова Е. А.<sup>2</sup>, Чупин В.П.<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>ГИ КНЦ РАН, Апатиты (vetrin@geoksc.apatity.ru);

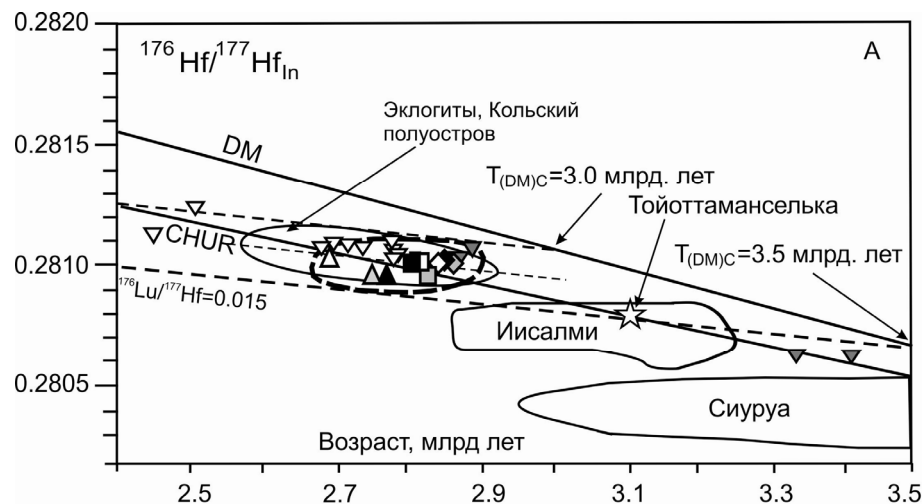
<sup>2</sup>Macquarie University, Sydney, Australia (elena.belousova@mq.edu.au);

<sup>3</sup>ИГМ СО РАН, г. Новосибирск

<sup>4</sup>Новосибирский гос. университет (chupin@igm.nsc.ru)

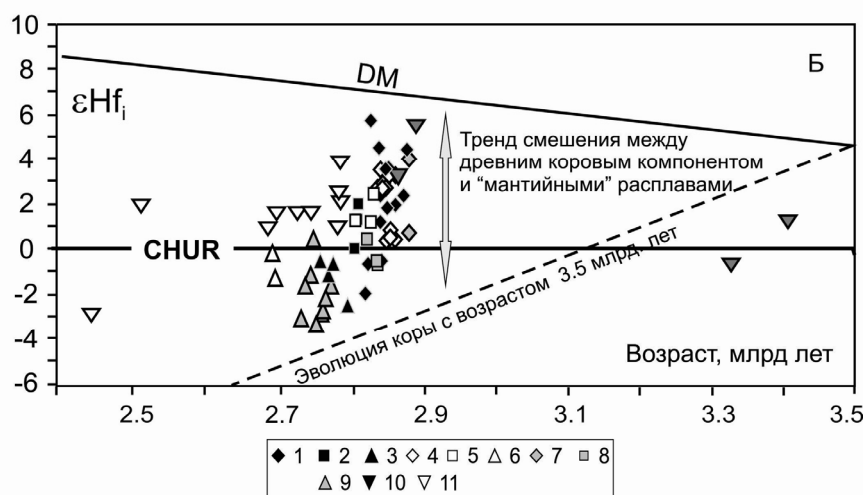
Постоянное присутствие циркона в составе гранитоидов делает изотопную Lu-Hf систему важным индикатором гранитного петрогенезиса, так как вследствие высокой температуры закрытия в этом минерале она остается устойчивой при более поздних процессах магматизма и высокотемпературного изохимического метаморфизма. Низкие значения Lu/Hf в цирконе позволяют определить инициальные отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  и оценить количество мантийного и корового компонентов в его составе. Наряду с этим зависимость редкоэлементного состава циркона от геохимических особенностей исходных расплавов делают этот минерал трассером источников расплавов и последовательности петрогенетических процессов при формировании земной коры.

Определение редкоэлементного состава и Lu-Hf изотопные исследования выполнены для цирконов из биотит-плагиоклазовых ортогнейсов нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), с глубин 10779–10789 м (обр. 26), 11778–11795 м (обр. 43), 12020–12080 м (обр. 90). Кристаллы циркона состоят из ядер, занимающих преобладающую часть объема зерен, зональных или незональных оболочек, и местами во внешних частях кристаллов – метаморфических кайм. U-Pb возраст цирконов определен на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Возраст оболочек составляет  $2810 \pm 10$  млн лет (обр. 26) и  $2830 \pm 10$  млн лет (обр. 43 и 90) и соответствует времени кристаллизации вулканитов, тогда как центральные части кристаллов были образованы 2.84–2.88 млрд. лет назад. Возраст метаморфических кайм установлен в 2770–2750 и 2700–2670 млн лет, и отражает время проявления двух этапов неогархейского метаморфизма. Элементы примеси определены методом ICPMS (Photon–Machines Analyte Excite laser ablation system) в Университете Маквари, Сидней, Австралия. Здесь же в 49 точках датированных на SHRIMP II кристаллах циркона установлен изотопный состав Hf методом лазерной абляции (New Wave LUV213) и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (Nu–Plasma MC–ICPMS). Сопоставление редкоэлементного состава изученных образцов с цирконом из базальтов и гранитоидов выявило существенное сходство циркона из плагиогнейсов с цирконом из базальтов, и его обеднение (на 1–2 порядка) элементами примесей (за исключением Pb) по сравнению с цирконом из гранитоидов. Относительно низкие концентрации Y, Nb, Ta, U, пониженные значения отношения Nb/Ta и повышенные – Yb/Sm определяют положение фигуративных точек циркона из плагиогнейсов в полях составов этого минерала из гранодиоритов, тоналитов и базитов. Все точки цирконов СГ-3 располагаются в пределах поля, ограниченного линиями изменения изотопного состава гафния коры с  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$  для возрастов 3.0 и 3.5 млрд. лет (рис.1). Эти цифры возраста определяют минимальное время отделения расплавов протолитов гнейсов от мантии, предшествующего захвату Hf кристаллической решеткой циркона. Область составов циркона из плагиогнейсов СГ-3 ограничена параллельными линиями эволюции коры с  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$  и модельными возрастами в ~3.0–3.5 млрд лет. Для ядерных частей циркона из плагиогнейсов установлен широкий интервал Hf-изотопных характеристик, не остающихся постоянными даже в пределах одного зерна. Величина  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_m$  варьирует от 0.280914 до 0.281124,  $\epsilon\text{Hf}_i$  от 5.7 до –1.9 при близких средних значениях  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_m$  и  $\epsilon\text{Hf}_i$  в ядрах циркона всех изученных образцов. Циркон ядер кристаллов с высокими положительными значениями  $\epsilon\text{Hf}_i = 2.9–5.7$  имеет модельный возраст  $T_{DM}^c = 2.93–3.11$  млрд лет. Время нахождения его протолитов в коре, определяемое разницей между модельным возрастом и временем кристаллизации циркона плагиогнейсов, оценивается в 100–260 млн лет. При таком коротком времени нахождения расплавов в коре добавка радиогенного  $^{176}\text{Hf}$  была исчезающе малой, вследствие чего в цирконе из плагиогнейсов сохранялись первичные изотопные метки подвергавшихся



Диаграммы в координатах  
 «возраст, млрд. лет–  
 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{in}}$ » (А) и «возраст,  
 млрд лет– $\epsilon\text{Hf}_i$ » (Б).

1–3 – обр. 26 (1–ядра, 2–оболочки, 3– каймы), 4–6 – обр. 43, 7–9 – обр. 90, 10–11 – цирконы обрамления скважины (10–ядра, 11–каймы), по [1]. Поля составов эклогитов и древних супракrustальных комплексов – по [2]. На верхнем рисунке приведены средние значения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{in}}$  для изученных образцов. Высота значков соответствует погрешности определения ( $\pm 1\sigma$ ). Жирным пунктиром обозначена область частных значений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{in}}$  для цирконов.



плавлению базитов. Последующая эволюция исходных магм протолитов плагинейсов при подъеме к поверхности могла определяться главным образом процессами их контаминации веществом древней верхней коры, или смешения с верхнекоровыми расплавами, обусловившими снижение до отрицательных значений величины  $\epsilon\text{Hf}_i$  и увеличение модельного возраста циркона до 3.37–3.30 млрд лет. Оценка минимального возраста пород коры, производивших контаминацию исходных расплавов, выполнена при проекции на ось абсцисс точек пересечения DM с линиями эволюции коры, ограничивающих снизу точки изотопного состава ядер кристаллов циркона. Полученные значения в 3.44 и 3.32 млрд лет свидетельствуют о палеоархейском возрасте вещества коры в составе ядер. Концентрация мантийного компонента и, соответственно, содержание корового вещества в образцах циркона определены по модели двухкомпонентного смешения. Вклад мантийного вещества ( $X_m$ ) в ядрах циркона обр. 26 определен как 29–73% с преобладанием значений  $X_m$  в 47–53%, 42–60% (обр. 43) и 41–63% (обр. 90). Приведенные результаты в целом определяют соотношение мантийного и корового компонентов в цирконе ядер кристаллов в соотношении  $\sim 1:1$ . Оболочки кристаллов при существенной дисперсии единичных определений и в пределах погрешностей определения имеют близкие средние значения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{in}}$  с ядрами кристаллов. Оценка возраста палеоархейской коры в оболочках кристаллов составляет 3.32–3.20 млрд лет, содержание мантийного вещества установлено в 48–52% (обр. 26), 48–54% (обр. 43) и 37–43% (обр. 90). Эти данные определяют близкие соотношения мантийного и корового компонента в ядрах и оболочках кристаллов циркона. Метаморфические каймы кристаллов в пределах погрешностей определения характеризуются близкими по сравнению с оболочками значениями  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{in}}$ . Значение этого отношения в метаморфическом цирконе зависит от условий взаимодействия кристаллов с матрицей породы, обычно имеющей более высокое  $\text{Lu}/\text{Hf}$  отношение и, соответственно, повышенное значение  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ . Взаимодействие циркона с матрицей породы, происходившее в условиях открытой или закрытой систем, приводит, соответственно, к увеличению или сохранению отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  по сравнению с магматическими кристаллами циркона протолита. Имеющиеся данные свидетельствуют о формировании метаморфических кайм

кристаллов циркона из плагиогнейсов СГ-3 главным образом в условиях закрытой системы. Отрицательные значения  $\epsilon\text{Hf}_i$  метаморфических кайм были обусловлены менее интенсивным накоплением в цирконе радиогенного изотопа Hf по сравнению с CHUR за 100–150 млн лет, прошедшие от кристаллизации оболочек до времени формирования циркона метаморфического генезиса. Возраст и изотопный состав Hf преобладающей части кристаллов циркона из плагиогнейсов западного и северо-западного обрамления Печенгской структуры близки таковым для циркона СГ-3. В то же время вследствие отбора образцов с поверхности, для части кристаллов циркона установлены потери свинца, обусловившие появление их омоложенных генераций с возрастными до 2.4–2.5 млрд лет. Помимо циркона с датировками, отвечающими времени магматической кристаллизации ядер циркона из плагиогнейсов СГ-3, и близких к ним по Hf-изотопным отношениям, для кристаллов циркона из ТТГ обрамления Печенги установлены более древние датировки в  $3330 \pm 6$  и  $3407 \pm 6$  млн лет, с  $\epsilon\text{Hf}_i = -0.8$  и  $1.2$  [1]. Точки составов этих цирконов располагаются вблизи полей древнейших супракrustальных комплексов – Иисалми, Сиуруа и Тойоттаманселька юго-западной и северной частей Балтийского щита.

Таким образом присутствие в тоналитовых гнейсах окружения скважины захваченных цирконов с возрастными 3.3 и 3.4 млрд лет является прямым доказательством нахождения в этих породах вещества палеоархейской коры, установленного при изучении Lu-Hf изотопной системы.

*Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант 13-05-00125.*

#### Литература

1. Guitreau M., Blichert-Toft J., Martin H., Mojzsis S.J., Albareda F. Hafnium isotope evidence from Archean granitic rocks for deep-mantle origin of continental crust // *Earth Planet Sci. Lett.* 2012. V. 337–338. P. 211–223.
2. Lauri L.S., Andersen T., Räsänen J., Juopperi H. Temporal and Hf isotope geochemical evolution of southern Finnish Lapland from 2.77 Ga to 1.76 Ga // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 2012. V. 84. P. 121–140.

## ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ДВУКРАТНОГО (?) ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА ЭКЛОГИТОВОЙ ФАЦИИ В АРХЕЕ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (ГРИДИНСКАЯ СТРУКТУРА)

Володичев О.И., Максимов О.А., Слабунов А.И., Кузнецов Т.И.

*Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, volod@krc.karelia.ru*

В Беломорском подвижном поясе (БПП) Фенноскандинавского щита в р-не с. Гридино установлены две возрастные и генетические группы эклогитов: архейские и палеопротерозойские. Архейский эклогитосодержащий комплекс формирует выделяющуюся среди пород БПП спецификой строения и состава структуру, явившуюся, вероятно, декомпрессионным каналом для глубинной эксгумации эклогитов и сопутствующих пород. В палеопротерозое (около 2.4 млрд лет) локальный эклогитовый метаморфизм был проявлен в многочисленных дайках базитов нескольких возрастных генераций. Этот аномальный метаморфизм развивался в магматических камерах автономно и, по-видимому, соответствовал субсолидусной и автометаморфической стадиям кристаллизации. Это, в отличие от архейских эклогитов, обусловило их специфические петрографические и петрологические особенности.

Архейские эклогиты плохо сохранились, эклогитовые парагенезисы в них в основном устанавливаются в виде реликтов или, чаще, по включениям в гранатах. Основная же масса представлена образованными при процессах декомпрессии ретроградно преобразованными породами – симплектитовыми эклогитами, в которых образовавшиеся по омфациту Di-Pl симплектитовые структуры, вместе с реликтовыми Omp или без них, образуют коллаж, характеризующийся сложным сочетанием большого разнообразия морфотипов симплектитов, очевидно, не одной возрастной генерации.

Первая, широко проявленная стадия ретроградного преобразования связана с преобразованием Omp по схеме  $\text{Omp}_1 \rightarrow \text{Omp}_2 (\text{Na-Di}) + \text{Pl}_{18-28}$  (рис. 1 а). Относительно высокое содержание Jd-компонента в Crx (до 20–23%) может свидетельствовать о ранней стадии декомпрессии эклогитов. Следующий морфотип имеет собственно ламеллиевую структуру (рис. 1 б) с серией протяженных или прерывистых пластинок Pl в Crx с относительно пониженным содержанием Jd (max 19–20%). Наиболее распространенный тип имеет дактилитовую незональную структуру, в редких случаях зональную (рис. 1 в, г, д) с постепенным снижением от центра к периферии размеров минеральных компонентов и содержаний Jd в Crx. Зональный тип сим-

плектитов имеет широкое распространение в эклогитах Скандинавии, Центрального массива Франции и многих других. Симплектиты дактилитового типа нередко слагают полностью Сrx-Pl часть породы в виде мозаики многих зерен или сплошной массы, иногда с реликтами Omp (рис. 1 е). Содержания Jd в Сrx варьируют от 2–3 до 10–11%, в конкретных случаях это связывается с различными возрастными генерациями симплектитов с вариациями Р-Т условий.

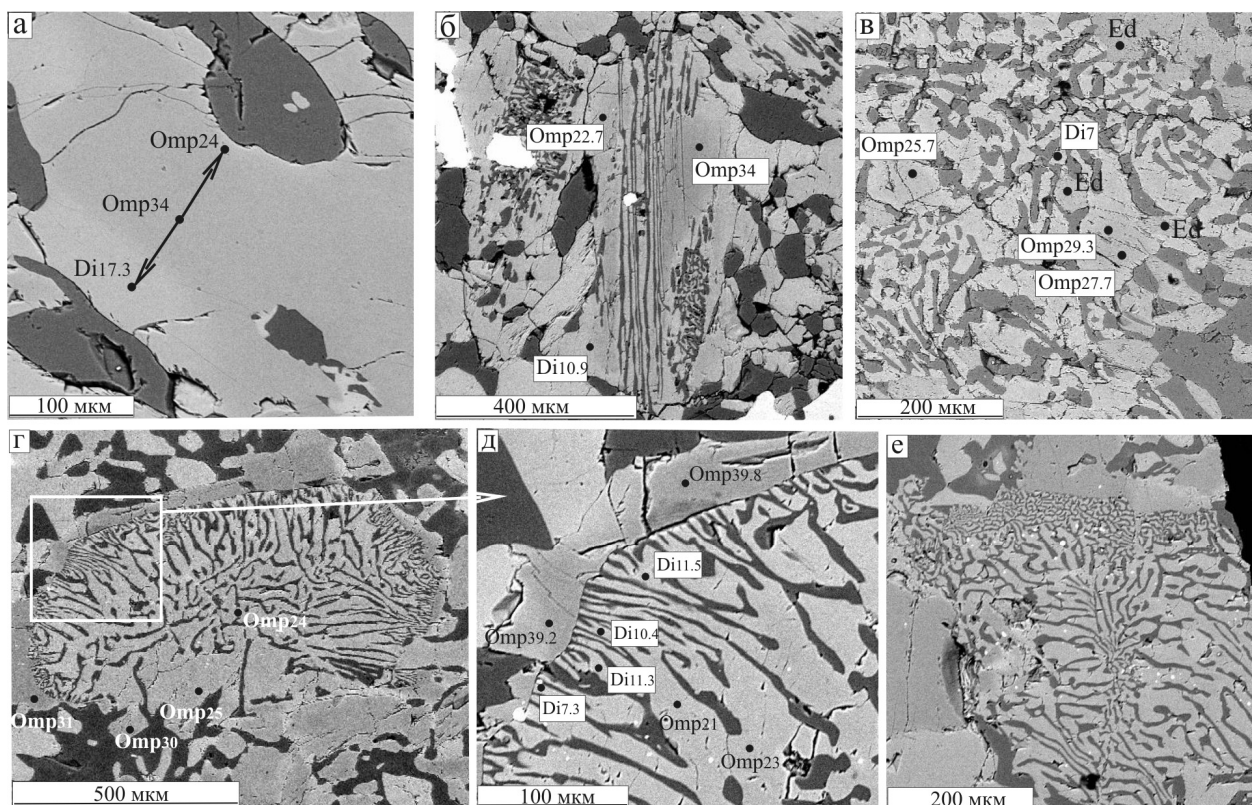


Рис. 1. Морфотипы преобразования Omp в измененных эклогитах р-на с. Гридино

а – макросимплектитовый (обр. В–15); б – ламеллиевый (В–28–1); в – симплектитовый с реликтами Omp (В–251); г, д, е – зональный дактилитовый симплектитовый (GR170). Здесь и на рис. 2–3: обр. В–15 – о-в. Луда Лесовата; В–28–1 – о-в. Эклогитовый; В–251 – с. Гридино; GR170, GR170–1 – оз. Самылино; В–12 – о-в. Безымянный.

Вместе с тем в Гридинских архейских эклогитах широко распространенной является другой тип соотношения Omp и Di-Pl симплектитов, которые образуют разнообразной формы включения в Omp (рис. 2 а, в, д). Такие соотношения позволяют сделать заключение о вероятных двух эпизодах эклогитизации. Первый (апоэклогит) представлен Di-Pl симплектитам, образовавшимися, очевидно, по ранней генерации Omp I, и второй – представленными обрастающими симплектиты Omp II (рис. 2).

Какие доводы могут быть использованы в пользу подобной интерпретации? 1). В приведенных образцах (рис. 2 а, в, д) зерна симплектитов включены в монокристалл Omp, что надежно диагностируется по единому характеру интерференционных окрасок и угасания при изучении их под микроскопом. 2). Структуры симплектитов имеют четкие секущие контакты с Omp (рис. 2 б, г, е), свидетельствующие о более позднем образовании Omp. 3). Включения симплектитов, в основном, сложены двумя и более индивидуумами. 4). В одном случае отмечается ортогональная ориентировка кристаллов новообразованного Omp относительно кристаллов Di-Pl состава с симплектитовым строением, фрагменты которых образуют включения в Omp. 5). Нередко в зернах симплектитов наблюдаются тонкие зоны обрастания Сrx с более высоким, чем в симплектитах, содержанием Jd, но не всегда достигающим Omp состава. Вероятно, это отражает динамику развития процесса эклогитизации. 6). Гранаты с многочисленными включениями Omp в краевой части (рис. 3 а, б) в центральных частях кристаллов иногда содержат включения Di-Pl с Amph симплектитов (рис. 3 б).

Описанные процессы эклогитизации не заканчивают метаморфическую историю Гридинских эклогитов. Вместе с интенсивным образованием симплектитовых структур идет образование новых генераций граната с включениями Omp, Amph и симплектитов (рис. 3 в, г). Последующая, очевидно, дискретная фаза метаморфизма соответствует преобразованиям по схеме  $\text{Grt} + \text{Opx} (\text{Omp}) + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amph} + \text{Pl}$ .



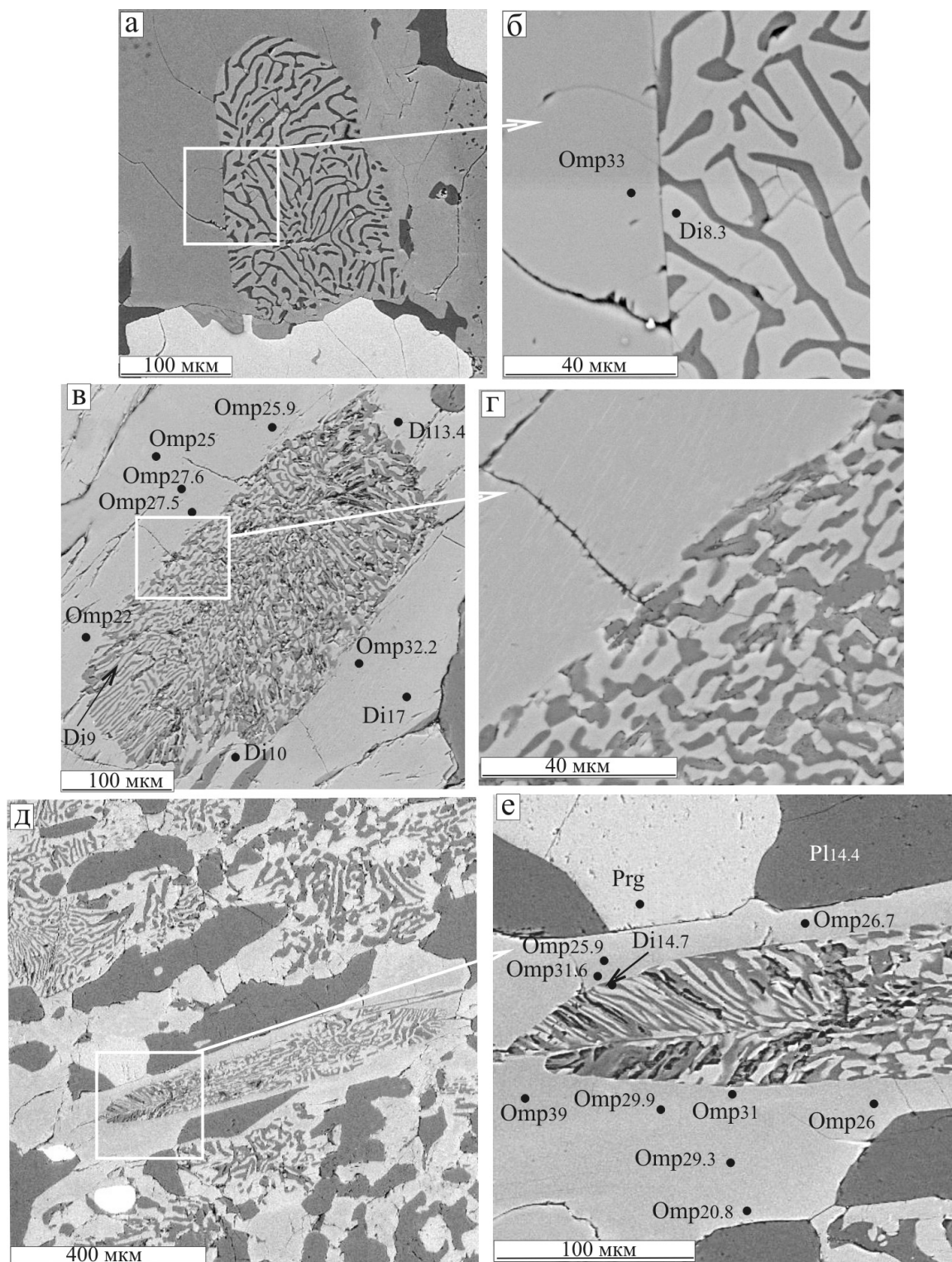


Рис. 2. Включения дактилитовых симплектитов в Omp (а, в, д);  
б, г, е – контактовые зоны (а, б – обр. В-12; в, г – В-28-1; д, е – В-15)

Естественно, что столь сложные сочетания разнообразных морфоструктур симплектитов разных возрастных генераций далеко не всегда позволяют отличить продукты первого и второго эпизодов эклогитизации. В ряде случаев это становится возможным в результате проведенного большого объема петрографических и микрозондовых исследований с акцентом на конкретные, наиболее информативные примеры минеральных соотношений.

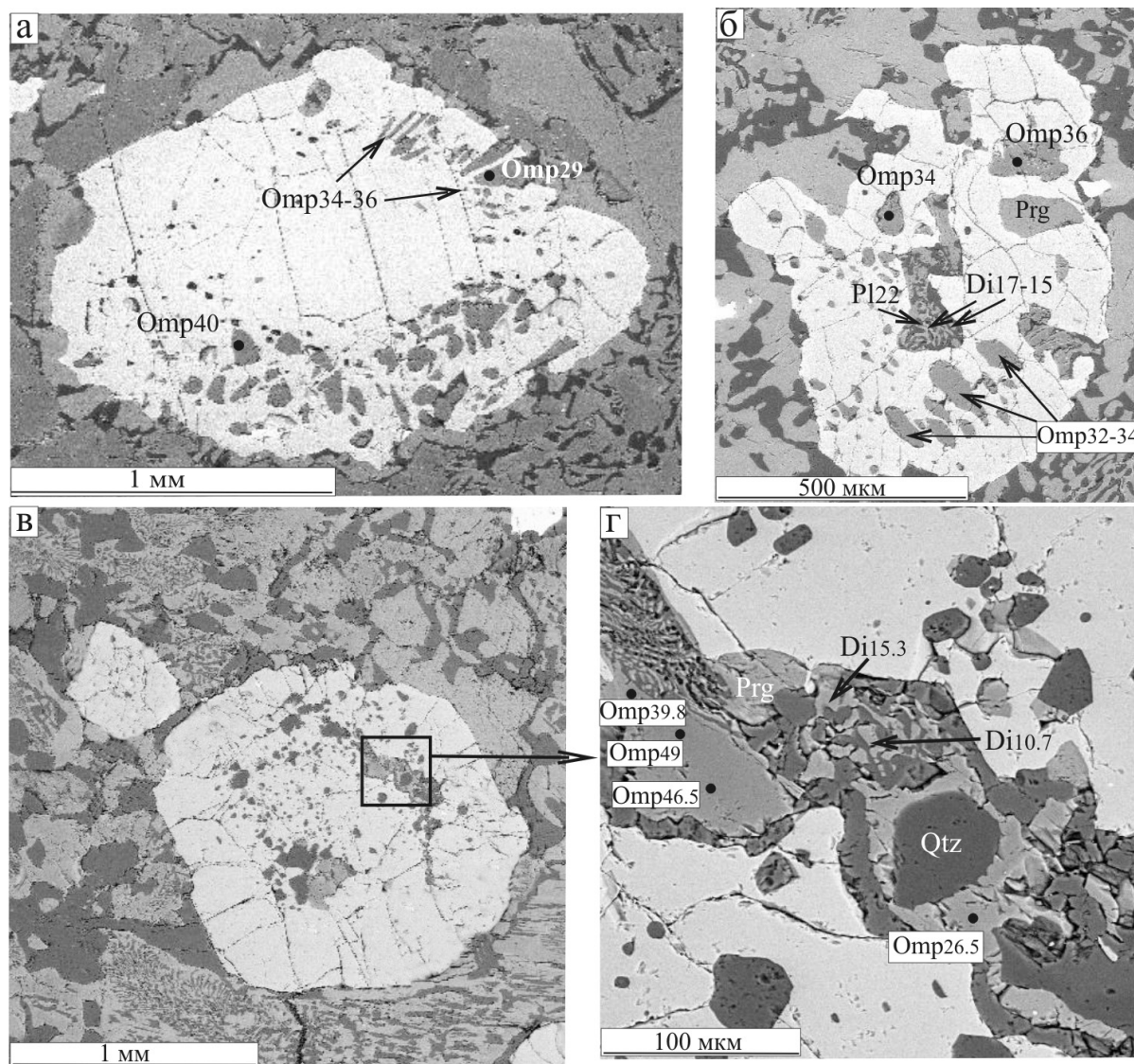


Рис. 3. Гранаты, обогащенные включениями Омп в краевой зоне (а, б – обр. GR170, GR170-1) и с включениями Di-Pl симплектитов с Amph в центральной части (б). Гранат поздней генерации с включениями Омп, симплектитов, Amph и Qtz в краевой части кристалла (в, г – обр. В-15)

Для более предметного определения возрастов описанных процессов требуются дальнейшие геохронологические исследования. В настоящее время предлагается геодинамическая модель, которая предусматривает внедрение в мезоархейскую континентальную кору плиты массивов анортозитов, которые около 2.72 млрд лет в процессе континентальной субдукции были метаморфизованы в условиях эклогитовой фации (I этап). Фрагменты океанической субдуцирующей плиты также эклогитизировались в это время, и их отдельные фрагменты эксгумировались по каналам в более верхние части коры, где они и совмещались в единый комплекс с гранитоидами и цоизитами, формируя протомеланж (ранний симплектитовый комплекс). После того, как произошел отрыв океанической составляющей плиты, около 2690 млн лет начинается коллизонное взаимодействие столкнувшихся плит, в процессе которого проявляется высокобарический до эклогитовой фации (II этап) метаморфизм с возрастом 2678 млн лет с последующими ретроградными декомпрессионными преобразованиями, интенсивно проявившимися и в гранитоидной составляющей.

# ПОЛЕВОШПАТОВАЯ ТЕРМОМЕТРИЯ В ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Володичев О.И., Кузенко Т.И.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, volod@krc.karelia.ru

Объектом исследований стали эндрбиты и чарнокиты гранулит-эндрбит-чарнокитовых комплексов Западно-Карельского (р-н оз. Тулос) и Водлозерского (р-н побережья и акватория Восточной части Онежского озера) доменов. Исследованные метаморфические породы представлены экзотическими обособлениями кислого состава в архейских эклогитах Гриндинского эклогитсодержащего комплекса и р-на Куру-Ваары.

Для определения температурных условий образования этих пород были использованы результаты проведенного М. Фурманом и Д. Линдслеем [1] термодинамического моделирования двуполевошпатового термометра в трехкомпонентной системе полевых шпатов  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (An) –  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  (Ab) –  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  (Or) в температурном интервале 700–1100 °С при  $P=8$  кбар с установленным незначительным влиянием барических условий на положение изотерм (сравнительные варианты при 1 и 5 кбар [1]).

Использованный метод является применимым для кристаллов полевых шпатов со структурами распада (exsolution) – антипертитов, мезопертитов и пертитов.

Химический состав выделенных, преимущественно, антипертитовых участков, процентные содержания в них плагиоклазовой матрицы и калишпатовых продуктов распада, а также химический состав этих компонентов определялись на сканирующем электронном микроскопе VEGA\\LSH с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 в ИГ КарНЦ РАН (аналитики А.Н. Сафронов и А.Н. Терновой). На основании этих данных рассчитывались реинтегрированные процентные содержания An, Ab и Or [2]. Для каждого случая анализировались, главным образом, несколько (от 1 до 7) пертитовых участков, и в конечном результате использовались средние значения (табл.).

Процентные соотношения Pl и Kfs в антипертитах, химический состав минералов в ламеллях и матрице, реинтегрированный состав полевых шпатов и равновесные температуры их образования (по [1])

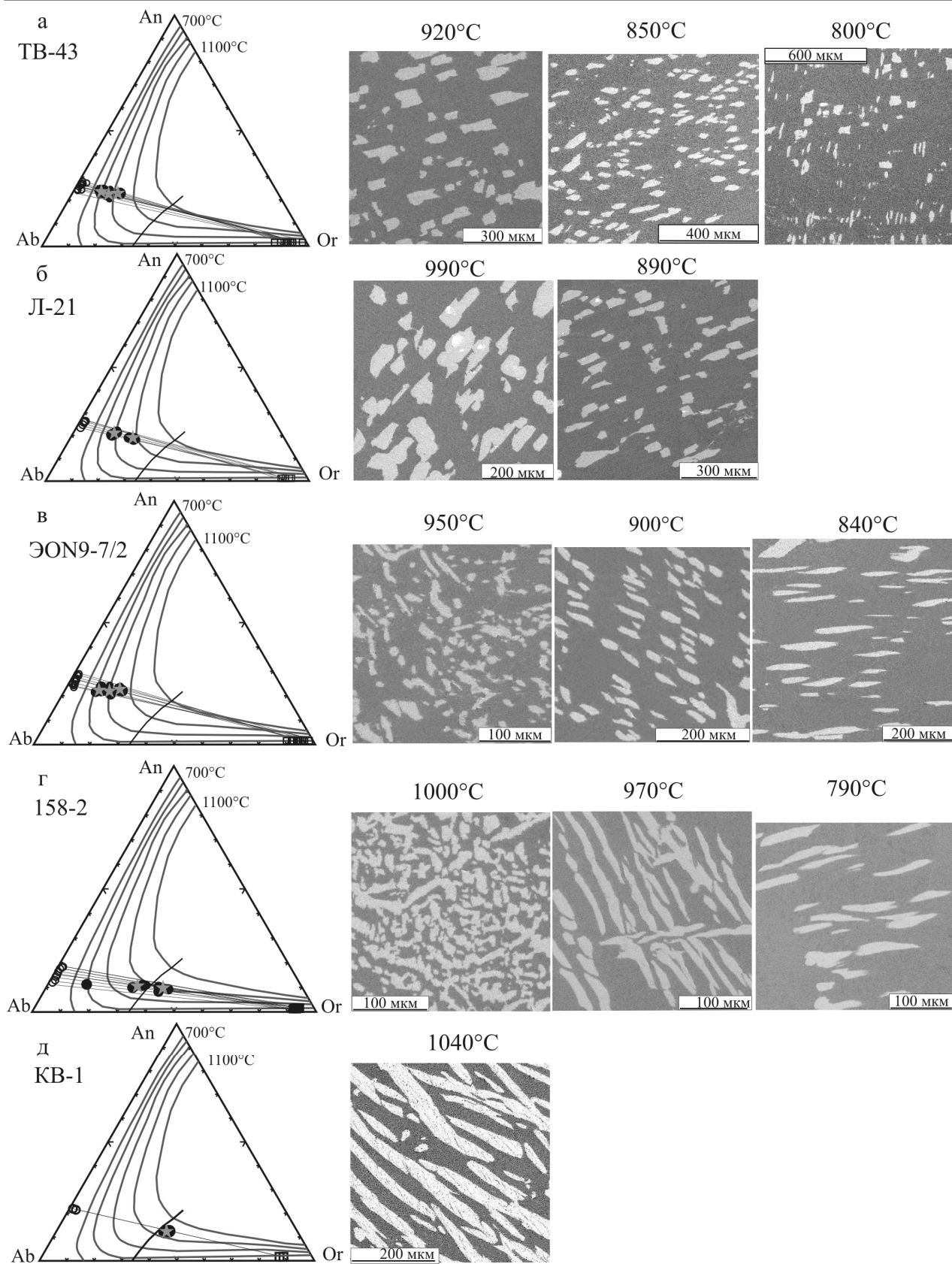
№ обр.	Кол-во иссл. уч.	Площадь, %		Pl			Kfs			Реинтегрированный состав, %			Т °С
		Pl	Kfs	An	Ab	Or	An	Ab	Or	An	Ab	Or	
ТВ-43	2	83.6	16.4	27.7	70.1	2.3	–	7.2	92.8	23.3	60.0	16.8	920
	7	85.4	14.6	26.5	72.1	1.7	–	7.9	92.1	22.8	63.1	14.0	850
	6	89.4	10.6	26.5	71.7	2.2	–	7.8	92.2	23.8	65.2	11.0	800
Л-21	3	73.6	26.4	25.9	73.5	1.4	–	8.5	91.5	19.3	56.9	23.9	990
	2	84.7	15.4	25.5	73.1	1.5	–	6.8	93.2	21.7	63.2	15.2	890
ЭОН9 -7/2	2	79.7	20.4	27.7	71.0	1.7	–	4.9	97.6	22.4	57.9	19.8	950
	4	83.3	16.7	25.6	73.3	1.8	–	6.5	95.3	21.5	62.3	16.3	900
	4	87.1	13.0	25.3	73.7	1.3	–	6.0	94.1	22.1	65.2	12.7	840
158-2	4	54.7	45.3	17.7	82.3	–	–	7.2	92.9	9.9	49.0	41.2	1000
	3	63.7	36.3	16.5	83.5	–	–	7.0	93.0	10.6	56.5	32.9	970
	1	84.5	15.5	13.1	86.9	–	–	6.9	93.1	11.2	75.0	13.8	790
КВ-1	2	55.6	45.3	21.7	77.5	1.7	–	10.8	89.2	12.3	48.4	39.5	1040

Архейские породы Карелии представлены типичной гранит-зеленокаменной ассоциацией, в которой метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы – зеленокаменные пояса и их фрагменты составляют менее 20% общей массы, а преобладают гранитоидные ареалы, сложенные гетерогенными и гетерохронными образованиями.

Характерной особенностью гранитоидных ареалов является присутствие в их составе умереннобарических гранулитовых комплексов, имевших, вероятно, значительно более широкое площадное развитие, но сохранившихся в виде реликтовых участков среди образовавшихся по ним разнообразных по составу гнейсов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации.

Основной фон гранулитовых комплексов этого типа составляют среднезернистые эндрбиты – кварцевые диориты и тоналиты. В Западно-Карельском домене в Тулосозерском комплексе среди эндрбитов распространены небольшие по размерам интрузии чарнокитов.

Варьирующие в разных объектах Р-Т условия метаморфизма –  $T=700-900$  °С,  $P=4-5$  до  $7-8$  кбар определялись, главным образом, на основе термобарометрического анализа минералов двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Вместе с тем, некоторые эндрбиты и чарнокиты в значительных количествах содержат антипертиты и в редких случаях пертиты, что позволяет оценить температурные условия образования этих пород с использованием полевошпатовой термометрии.



Тройные диаграммы Ab-An-Or [1] с точками реинтегрированных составов антипертитов (залитые кружки), их средних значений (серые звездочки) и изображения антипертитов (в отраженных электронах) в высокотемпературных породах восточной части Фенноскандинавского щита

С этой целью были проанализированы антипертиты в эндербитах (обр. ТВ-43) и чарнокитах (обр. Л-21) Тулосозерского гранулитового комплекса и в одной из разновидностей эндербитов (обр. ЭОН9-7/2) Онежского гранулитового комплекса.

Обр. ТВ-43 – эндербит тоналитового состава с юго-восточного берега оз. Короппи (к СВ от оз. Тулос). Состав: Qtz, Pl, Орх, Срх, Amph, большое количество кристаллов Pl со структурами распада (антипертиты). Реинтегрированные составы антипертитов соответствуют трем температурным значениям – 920, 850 и 800 °С (табл., рис. 1 а). Определение палеотемпературы по двупироксеновому геотермометру [3] дает значение 915–920 °С, что свидетельствует о том, что  $T = 920$  °С, вероятно, отвечает температурным условиям образования эндербитов. Более низкие температуры 850–800 °С, очевидно, коррелируются со стадиями их метаморфического преобразования с образованием парагенезиса с Amph.

Обр. Л-21 – порфирированный (Or) чарнокит гранодиоритового субщелочного состава из небольшой интрузии к востоку от оз. Тулос. Состав: Qtz, Kfs, Pl, Орх, Срх, антипертиты, Amph, Bt. Чарнокиты подверглись деформациям и метаморфизму гранулитовой, а затем амфиболитовой фаций. Выделяются два температурных значения – 990 и 890 °С (табл., рис. 1 б). По двупироксеновому геотермометру [3] определена  $T = 990$ –1000 °С. Эти комплексные данные свидетельствуют о том, что чарнокиты, очевидно, были образованы при  $T = 990$ –1000 °С, а при  $T=890$  °С развивались процессы наложенной деформации и метаморфизма гранулитовой фации.

Обр. ЭОН9-7/2 – среднезернистый лейкократовый эндербит кварцево-диоритового состава с о-ва. Б. Голец (Онежское оз.). Состав: Qtz, Pl, Орх, ед. з. Or и антипертиты. По составу антипертитов определяются три температурные значения: 950, 900 и 840 °С (табл., рис. 1 в).  $T=950$ –900 °С, вероятно, соответствуют стадиям кристаллизации эндербита, а  $T=840$  °С – параметрам метаморфизма гранулитовой фации, фиксируемых в двупироксен-амфиболовых гранулитах.

Обр. 158-2 – из небольшого обособления (размером ~ 20 см в диаметре) среднезернистой лейкократовой породы кислого состава среди в различной степени преобразованных эклогитов (материковый выход к ЮЗ от о-ва Избная луда, р-н с. Гридино). Состав: Qtz, Pl, Kfs, Bt, Grt, Crn, антипертиты. Реинтегрированные составы антипертитов определяют 1000, 970 и 790 °С (табл., рис. 1 г).  $T=970$ –1000 °С, вероятно, соответствуют условиям начальной стадии декомпрессии эклогитов,  $T=790$  °С – последующей стадии преобразования этой породы.

Обр. KB-1 – из обособления (размером до 20–30 см в диаметре) в эклогитах Куру-Ваары. Характерная особенность – присутствие крупных пластин слюды, которые оказываются симплектитам сложного состава с преобладанием Ms и Bt в матрице и многочисленными включениями Kfs, Pl, Crn, ед. з. Zo. Лейкократовая часть имеет Qtz- Kfs-Pl состав с большим содержанием антипертитов, среди которых отмечаются мезопертиты (табл., рис. 1 д), образовавшиеся при  $T=1040$  °С, что, как и в предыдущем образце, вероятно, отвечает условиям раннего этапа декомпрессии в эклогитах.

#### Литература

1. Fuhrman M.L., Lindsley D.H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // American Mineralogist. 1988. V. 73. P. 201–215.
2. Hokada T. Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: Evidence of crustal metamorphism attaining ~1100 °C in the Archean Napier Complex, East Antarctica // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 932–938.
3. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorph. Geol. 1985. V. 3. N 3. P. 231–243.

## КОМАТИИТ-ТОЛЕИТОВЫЕ И ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ СЕРИИ НЕОАРХЕЙСКИХ СТРУКТУР КОЛЬСКО-НОРВЕЖСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС, ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

Вревский А.Б.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: a.b.vrevsky@ipgg.ru

В настоящее время многие исследователи в той или иной форме формулируют с геодинамических, петрологических и изотопно-геохимических позиций одну из наиболее актуальных проблем ранней истории развития Земли – проблему геодинамических условий формирования ювенильной континентальной коры и эволюции вещества верхней мантии. Для фанерозойской стадии развития Земли установлено, что основной объем новой континентальной коры, в виде огромных масс известково-щелочных магматических комплексов.

Для этого периода разработано несколько гипотез формирования континентальной коры: (1) аккреция островных дуг; (2) аккреция мощной океанической литосферы (в том числе и океанических плато); (3) плюмовый континентальный магматизм; (4) андерплейтинг – наращивание литосферы снизу; (5) деляминация основных пород, преобразованных в эклогиты и/или гранатовые гранулиты в основании коры с мощностью более 50 км. Специфика раннего докембрия вынуждает исследователей предлагать различного рода компромиссные модели геодинамического развития литосферы в раннем докембрии, сочетающие в себе контрастные режимы «мантийно-плюмовой» и «плитной» тектоники. В основе обеих геодинамических концепций, в общем случае лежат т.н. «индикаторные магматические комплексы», которые по своим петрологическим и изотопно-геохимическим параметрам наиболее полно отражают специфику мантийно-литосферного взаимодействия. Накопленный в настоящее время фактический материал все больше убеждает, что, по крайней мере, уже в неогарее существовал широкий спектр тектонических условий и геодинамических режимов, которые обладали как определенным сходством, так и кардинальным различием с геодинамикой фанерозоя.

Одним из главных элементов структуры архейской литосферы являются гранит-зеленокаменные области (ГЗО), представляющие собой ассоциацию супракrustальных пород вулканогенно-осадочного происхождения и гранитоидов различного генезиса, состава и возраста. Большинство современных геодинамических моделей развития континентальной литосферы в раннем докембрии базируется на особенностях формационного и изотопно-геохимического состава вулканоплутонических комплексов архейских зеленокаменных поясов (ЗКП). Рассматривая ЗКП в целом, как геодинамическую системную единицу, можно констатировать, что она является интегрированным прообразом многих, значительно более дифференцированных, геодинамических режимов и обстановок протерозоя и фанерозоя. К очевидным фактам, определяющим специфику геодинамического развития ЗКП и формирования континентальной литосферы древних кратонов, можно отнести присутствие комплексов пород, более не повторяющихся в геологической истории («ультраосновные» коматииты, порфириовидные автономные анортозиты, полосчатые железо- и марганцеворудные формации, стромаболиты, баритовые эвапориты).

Происхождение и соотношение двух главных вулканоплутонических серий (коматиит-толеитовой и известково-щелочной) архейских ЗКП древних щитов континентов является предметом исследований и острых дискуссий на протяжении последних десятилетий, основной смысл последних сводится к геодинамической интерпретации изотопно-геохимических данных в рамках «плейт-тектонических» или «плюмовых» моделей эволюции континентальной коры в раннем докембрии. В полной мере это относится и к крупнейшей на Фенноскандинавском щите инфраструктурной зоне протяженностью более 400 км развития неогарейских вулканогенно-осадочных комплексов (Урагуба-Колмозеро-Воронья-Кейвы). Особенностью внутреннего строения этой инфраструктурной зоны является то, что в направлении с севера-запада на юго-восток наблюдается определенная закономерность изменения литолого-формационного состава и мощности вулканогенно-осадочных комплексов отдельных пространственно сближенных структур (доменах). Так на северо-западе зоны расположена Урагубская структура, которая сложена преимущественно метавулканитами коматиит-толеитовой серии, далее на юго-восток в структуре Колмозеро-Воронья (центральный домен зоны) вулканогенный разрез имеет значительно большую мощность и представлен нижней коматиит-толеитовой и верхней – базальт-андезит-дацитовой сериями вулканитов, которые перекрыты терригенной толщей высокоглиноземистых сланцев и гнейсов, мощность которых увеличивается в юго-восточном направлении по простиранию структуры. В юго-восточной части зоны развития неогарейских вулканогенно-осадочных комплексов рассматриваемой зоны расположена Кейвская структура (парагнейсовый домен), сложенная базальт-андезитовыми и дацит-риолитовыми метавулканитами повышенной щелочности в основании разреза, которые перекрыты мощной толщей метаморфизованных высокоглиноземистых осадков, интерпретируемых как коры химического выветривания и протоплатформенный чехол.

Наиболее полный разрез неогарейского вулканогенно-осадочного комплекса сохранился в структуре Колмозеро-Воронья (К-В), где он представлен тремя толщами.

В основании разреза расположена метатерригенная толща (лявозерская свита) гранат-биотитовых и биотитовых сланцев с линзами конгломератов. Эти образования в виде узкой непрерывной полосы прослеживаются вдоль всего юго-западного фланга структуры, тогда как на северо-восточном фланге они наблюдаются лишь фрагментарно. Мощность толщи в северо-западной части пояса составляет 100–150 м, в юго-восточной – 300–500 м.

Вышележащая вулканогенная толща (полмостундровская и вороньетундровская свиты) состоит из различных амфиболитов, амфиболовых гнейсов и сланцев. Нижняя часть разреза вулканогенной толщи сложена метаморфизованными лавами толеитовых базальтов и коматиитов с прослоями вулканогенно-осадочных пород.

Метавулканиты коматиит-толеитовой ассоциации сменяются без стратиграфических перерывов и тектонических несогласий более разнообразной по составу толщей переслаивания метавулканитов базальтового, андезибазальтового, андезитового и дацитового состава с текстурными признаками лав и туфов. В разрезе базальт-андезит-дацитовой ассоциации присутствуют так же маломощные (до нескольких метров) прослои



граувакк, известковистых доломитов, железистых кварцитов и углеродистых сланцев. Коматииты характеризуются высокой железистостью ( $\text{FeO}^* = 12\text{--}19\%$ ) и низкой глиноземистостью ( $1.5\text{--}5.5\%$ ) для них также характерно в различной степени обедненные легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ)  $[(\text{Ce}/\text{Sm})_N = 0.61\text{--}0.70$ ;  $(\text{Ce}/\text{Yb})_N = 0.4\text{--}0.9]$  и низким уровнем содержания  $\Sigma\text{ТРЗЭ}_N$  по отношению к хондриту ( $0.8\text{--}2.5 \times \text{chondr.}$ ). Коматииты имеют среднее значение  $\epsilon\text{Nd}_{(T=2870)} = +2.5$ . Спектр распределения РЗЭ с обеднением легкими и хондритовым распределением тяжелых лантаноидов может быть получен в случае двустадийной модели плавления мантийного субстрата. На первой стадии  $10\text{--}15\%$  частичного плавления при  $P\text{--}4\text{--}9\text{ ГПа}$  с изменением контекктик  $\text{Ol} + \text{oPx} + \text{cPx} + \text{Gr} \rightarrow \text{Ol} + \text{oPx} + \text{Gr}$  выплавляется и удаляется расплав состава пироксенитового коматиита ( $\text{MgO} \sim 18\%$ ;  $\text{SiO}_2 \sim 47\%$ ) и повторное  $\sim 30\%$  частичное плавление рестита при  $P \sim 2.5\text{ ГПа}$  продуцирует расплав перидотитового коматиита, обедненного ЛРЗЭ и с содержанием  $\Sigma\text{ТРЗЭ}$  выше, чем в источнике. Для коматиитов с умеренным обеднением ЛРЗЭ  $[(\text{Ce}/\text{Sm})_N \sim 0.6\text{--}0.7]$  первая выплавка вероятно отвечала составу пироксенитового или базальтового коматиита. Особое место в схеме петрогенезиса занимают коматииты с уникальными геохимическими характеристиками ( $\Sigma\text{ТРЗЭ} \sim 1.5\text{--}0.3$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N \sim 1.0$ ,  $(\text{Ce}/\text{Sm})_N = 0.2\text{--}1.2$ ). Проведенное петролого-геохимическое моделирование, с использованием в качестве исходного состав примитивной мантии (РМ) хондритовой модели, не позволило получить расплавов с таким низким общим содержанием тяжелых лантаноидов. Вероятно, причины появления таких расплавов следует искать в каком-то ином, нежели хондритовым, составе нижнемантийного вещества, слагающего осевую часть плюма.

В целом, состав метавулканитов базальт-андезит-дацитовый ассоциации структуры К-В отвечает известково-щелочной серии нормальной щелочности. В тоже время, установленные вариации состава главных, редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) средних вулканитов, позволили выделить среди них две геохимических группы – андезиты-1 и андезиты-2.

**Андезиты-1** характеризуется преимущественно андезибазальтовыми составами ( $\text{SiO}_2 = 55.3\text{--}56.6$  мас. %), низкими содержаниями  $\text{TiO}_2 < 0.5$ , нормальной магнезиальностью ( $\text{mg\#} = 0.26\text{--}0.40$ ), принадлежностью к натриевой известково-щелочной серии. Метавулканиты этого типа имеют сильно фракционированный характер нормированного распределения легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) –  $(\text{Ce}/\text{Sm})_N = 2.38\text{--}2.82$  и менее фракционированный – тяжелых РЗЭ –  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.62\text{--}2.35$ . На геохимических вариационных диаграммах составы вулканитов первой группы образуют непрерывные тренды, которые могут быть объяснены фракционированием первичного расплава с отделением  $\text{Ol} + \text{Cpx} + \text{Grt} \pm \text{Pl}$  минеральной ассоциации.

**Вторая геохимическая группа** средних метавулканитов представлена низко титанистыми ( $\text{TiO}_2 < 0.5$ ) андезитовыми и андезидацитовыми составами ( $\text{SiO}_2 = 56.4\text{--}59.7$  мас. %) и характеризуется более калиевым составом щелочей и большей магнезиальностью ( $\text{mg\#} = 0.41\text{--}0.46$ ). Для них характерно необычное для андезитов нормированное распределение РЗЭ с обеднением легкими РЗЭ-  $(\text{Ce}/\text{Sm})_N = 0.62\text{--}0.88$  и слабо фракционированным распределением ТРЗЭ –  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.01\text{--}1.58$ . При датировании (SRIMP II) цирконов из андезитов-1 была получена изохрона (8 зерен) с возрастом  $2778.4 \pm 5.4$  млн лет ( $\text{MSWD} = 0.75$ ), в том числе 4 конкордантных цирконов с возрастом  $2776.7 \pm 9.5$  млн лет ( $\text{MSWD} = 0.81$ ).

Sm-Nd изотопная систематика андезитовых метавулканитов зеленокаменной структуры К-В также позволила установить существенные отличия двух геохимических групп андезитов. Андезиты-1 характеризуется вариациями значений первичных отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и, соответственно величин  $\epsilon\text{Nd}_{T=2780}$  от  $+0.8$  до  $+3.7$ . Sm-Nd модельный возраст (TDM) андезитов-1 находится в пределах  $3050\text{--}3235$  млн. лет. На Sm-Nd эволюционной диаграмме андезиты-1, базальты и коматииты зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья образуют линию регрессии с наклоном, отвечающим возрасту  $2810 \pm 45$  млн. лет и  $\epsilon\text{Nd} = +2.6 \pm 0.3$ , СКВО = 0.84. Эта зависимость может представлять собой как линию смешения производных изотопно различных мантийных резервуаров, так и "мантийную" изохрону, наклон которой определялся временем разделения мантийных источников. Поскольку процессы смешения источников, так же, как и процессы контаминации коровым веществом обычно приводят к завышению Sm-Nd возраста, а полученная зависимость в пределах ошибок соответствует U-Pb изохронному возрасту андезитов, то вероятно она отражает генерацию этих вулканитов из единого мантийного резервуара с  $\epsilon\text{Nd} = +2.6 \pm 0.3$ .

Андезиты-2 имеют принципиально иные изотопные характеристики –  $\epsilon\text{Nd}_{T=2780}$  от  $-1.0$  до  $-6.5$ , которые свидетельствуют об их образовании из «обогащенного» мантийного источника или об участии корового вещества в их петрогенезисе. При геохимическом моделировании процессов петрогенезиса андезитов-2 было установлено, что их «обедненные» геохимические характеристики исключают возможность участия процессов контаминации коровым веществом и смешения выплавов из различных корово-мантийных источников. Основываясь на геохимических и петрологических особенностях андезитовых расплавов, для расчетной оценки Sm-Nd модельного возраста андезитов-2, была использована двух стадийная модель (T2DM), в которой в качестве протолита были приняты нижнекоровые основные эфлогиты, имеющие  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.15$ . Полученные оценки модельного возраста ( $3.69 + 0.42 / - 0.23$  млрд лет) свидетельствуют об очень древнем возрасте источника первичных расплавов андезитов-2.

Учитывая особенности геологического строения структуры К-В, непрерывность вулканогенного разреза супракрустального комплекса и ранее установленную природу коматиит-толеитовой ассоциации, полученные данные могут быть интерпретированы в рамках геодинамической модели эволюции мантийного плюма. Такой механизм формирования ювенильной коры в неогархее позволяет связывать генерацию первичных расплавов андезитов-1 с плавлением мантийного перидотита «головы» плюма, обогащенного флюидными компонентами, а происхождение первичных расплавов андезитов-2 – с плавлением нижнекоровых основных эклогитов в результате плюм-литосферного взаимодействия. Особенности реконструированного изотопно-геохимического состава нижнекоровых кварцевых эклогитов, позволяют предположить, что они являлись результатом «андерплейтинга» в основание коры базальтовых расплавов – продуктов ранних стадий плавления специфического мантийного источника ( $\Sigma \text{TRPЭ} \sim 1.5\text{--}0.3$ ,  $(\text{Gd/Yb})\text{N} \sim 1.0$ ,  $(\text{Ce/Sm})\text{N} = 0.2\text{--}1.2$ ), ранее установленного для одного из типов коматиитов структуры К-В.

## МЕЗОАРХЕЙСКИЙ ДАЦИТ-РИОЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КАК ОДИН ИЗ ИНДИКАТОРОВ СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ В РАННИХ КОНВЕРГЕНТНЫХ СИСТЕМАХ (НА ПРИМЕРЕ КОЙКАРСКОГО ДОМЕНА Ц. КАРЕЛИИ)

Гоголев М.А.

*ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, tag-333@mail.ru*

Ранний палео- мезоархейский этап корообразования Карельского кратона наиболее ярко отражен в эволюции вещественно-структурных комплексов Водлозерского террейна [2]. В эволюционной модели становления террейна (на западном фланге Водлозерского блока) [4] выделяется инициальная стадия, включающая развитие островодужной системы с этапом заложением задугового бассейна (3,02–2,94 млрд лет), переходная (2,94–2,90 млрд лет) и аккреционная, с последующим переходом к субдукционной системе Андийского типа (2,88–2,84). Цель исследования – комплексное геолого-петрологическое изучение выделенной впервые дацит-риолитовой ассоциации переходного этапа на примере Койкарского домена Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

В данной структуре наиболее полно сохранились комплексы задугового бассейна (коматиит-базальтовый) и фрагмент вулканической ассоциации Андийского типа (АДР с возрастом  $2860 \pm 15$  млн лет, [3]) [4].

Детальное изучение дацит-риолитовой ассоциации Койкарского домена позволило выявить две морфологические группы объектов: протяженные дайкообразные тела (далее по тексту «дайки») малой мощности и крупные субвулканические тела («центральное» и «южное»).

Дайки мощностью до 10 м распространены в центральной и северной частях структуры и секут вмещающие их коматиит-базальтовый комплекс. Породы имеют массивную текстуру и порфировидную структуру (рис. 1, в). Вкрапленники выполнены альбитизированным олигоклазом ( $\text{An}_{10-15}$ ) размером до 3 мм. Основная масса сложена кварцем и фенгитом с размером зерен меньше миллиметра.

Субвулканические тела площадью около  $0,01 \text{ км}^2$  имеют неправильную в плане форму и в зоне контакта с коматиитами (рис. 1, а, б) присутствует обломочный (возможно туфовый) материал кислого состава. Породы тел имеют порфировую структуру (рис. 1 г, д). Порфировые вкрапленники центрального тела представлены сосюритизированным олигоклазом размером до 3 мм и кварцем до 2 мм. Матрикс имеет тонкокристаллическую структуру и сложен кварцем, фенгитом и альбитом.

В породах южного тела наблюдается две генерации вкрапленников – крупные (0,5–1 см. по длинной оси) и мелкие (размер до 3 мм) (рис. 1, д). Крупные выполнены таблитчатым олигоклазом и кварцем в соотношении 3:1. Мелкие выполнены округлыми зернами полевых шпатов и кварца в соотношении 1:1. Матрикс сложен полевым шпатом и кварцем. Наблюдаются небольшие включения фенгита размером до 50 мкм эпидота и кальцита в зернах плагиоклаза.

Изучение химического состава даек и субвулкаников Койкарского домена показало принадлежность серии к дифференцированной дацит-риолитовой серии нормального ряда, характеризующейся трендом уменьшения концентраций  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ ,  $\text{TiO}_2$  при увеличении кремниесодержания, что может отражать процесс фракционирования  $\text{Cr}$  и  $\text{Ti-Mgt}$  в подобных системах (Puchtel et al., 1999).

Топология спектров распределения РЗЭ в риодацитах даек подобно таковому в адакитах прочих структур Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса [4] и адакитах неогархейского зеленокаменного пояса Гадвал (кратон Дарвар (Индия)) [8], но при этом общий уровень содержания РЗЭ более низкий. Подобные геохимические тенденции ранее отмечались в вулканической системой Эквадора [5], где описано постепен-



ное обогащения РЗЭ в породах, связанное с удаленностью от фронта вулканической дуги (от фронтального андезитового ( $\text{SiO}_2 = 58\text{--}65$  вес%) комплекса вулкана Пичинча к тыловому базальтовому ( $\text{SiO}_2 = 44\text{--}54$  вес%) вулкана Сумако). По аналогии, можно предполагать, что исследуемые риодациты Койкарской структуры могли сформироваться во фронте островной дуги.

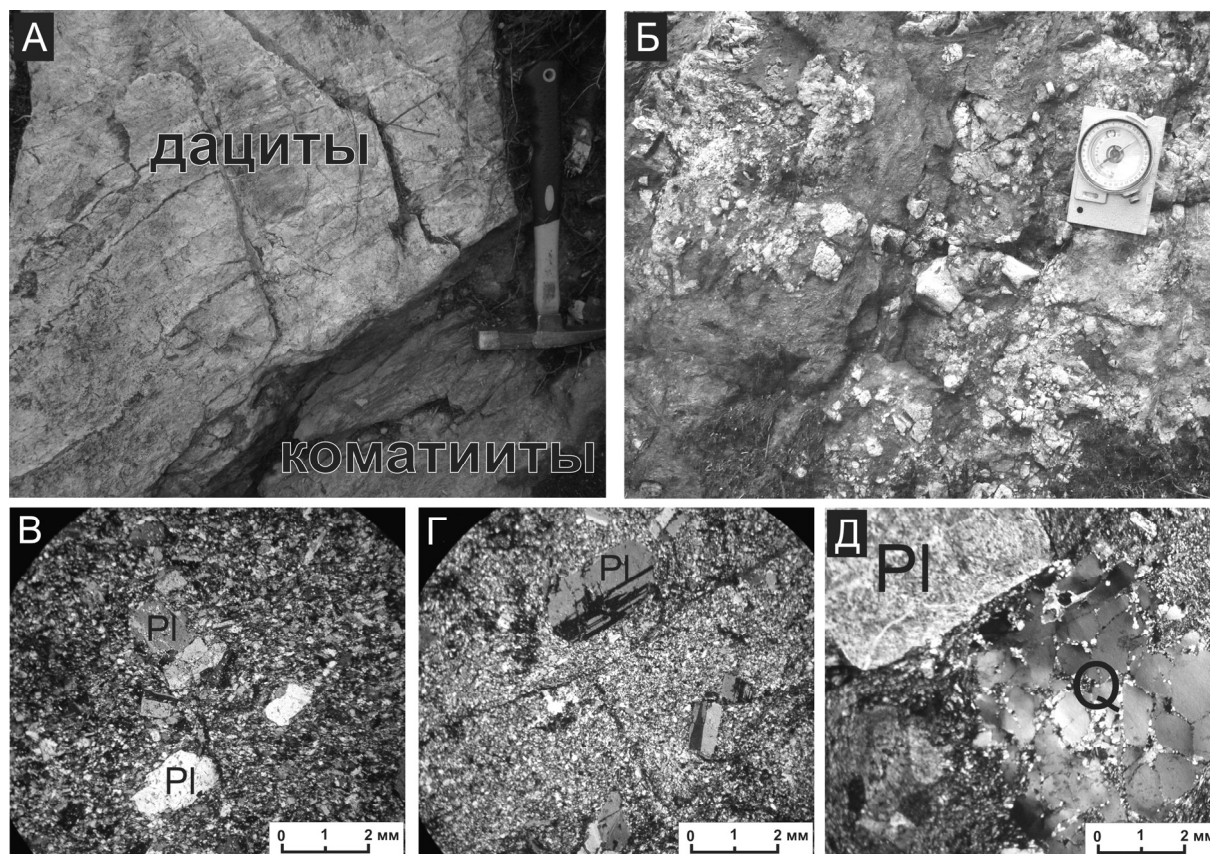


Фото обнажений (А – контакт дацитов с коматиитами Койкарской структуры, Б – кислый туфовый материал в зоне контакта) и шлифов пород (В – дайкообразного тела, Г – центрального и Д – южного субвулканического тела)

Дациит-риолитовая серия центрального субвулканического тела Койкарской структуры по содержанию редких элементов характеризуются типичными адакитовыми характеристиками и подобны дацитовым адакитам Суммозерско-Кеннозерского, Хизоваарского и Костомукшского зеленокаменных поясов Карельского кратона (Samsonov et.al, 2005) и вулканической формации Ньюкастл (восточная Ямайка) [7]. Согласно представлениям ряда авторов [7, 11], данные составы предположительно формировались при давлении 12–16 кБар, температуре более  $900^\circ\text{C}$  в результате 10% плавления метабазальтового протолита с образованием реститовой фазы  $\text{Crh}$  (45–50%)+ $\text{Gar}$  (20%)+ $\text{Pl}$  (30–20%)+ $\text{Hbl}$  (10–5%) и последующей фракционной кристаллизации  $\text{Pl}$  (80%)+ $\text{Crh}$  (20%) на меньшей глубине.

Распределение редких элементов в дацитах южного тела Койкарской структуры подобно риолитам вулканической зоны Таупио [6], дацитам Северо-Западной Исландии [12] и БАДР-ассоциации Карельского кратона [11]. При изучении современных островодужных систем Филиппин [10], Эквадора [5] и Камчатки [1] установлено, что подобными распределениями редких элементов характеризуются известково-щелочные островодужные серии тыловых зон вулканических дуг.

U-Pb изотопное датирование цирконов из даек позволило уточнить возраст риолитовой ассоциации Койкарского домена. Для магматических цирконов определен возраст –  $2927,5 \pm 9.1$  млрд. лет. Изучение Sm-Nd изотопной системы показало, что породы даек и южного субвулканического тела имеют значения  $\epsilon\text{Nd} (2927) = +2,1 \pm 1,5$ , близкие к таковым в деплетированной мантии, а центрального тела –  $\epsilon\text{Nd} (2927) = -6,6$ .

В результате можно утверждать, что в мезоархее (2.94–2.90 млрд. лет) Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса при переходе от островодужной системы с задуговым бассейном с формированием адакитовых расплавов к энсиалической островодужной системе с АДР типом вулканизма произошло формирование следующих геохимически контрастных серий дацит-риолитового магматизма с возрастом  $2927,5 \pm 9.1$  млрд лет: 1-ая серия представлена дайками риодацитами, формирующимися во фронтальной зоне субдукционной

системы при плавлении субдуцирующей океанической коры metabазальтового или метакоматиитового состава, 2-ая серия представлена субвулканическими породами дацит-риолитового состава, формирующимися при плавлении субдуцирующей плиты и 3 серия – породами дацитового состава, которые отражают магматизм тыловой зоны островодужной системы, в которой формирующиеся адakitовые расплавы успевают взаимодействовать с мантийным клином.

### Литература

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // *Петрология*. 2006. Т.14. № 3. С. 249–267.
2. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Фенно-Карельская гранит-зеленокаменная область. Водлозерский домен/Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А.Глебовицкий). СПб.: Наука, 2005. С. 288–343.
3. Самсонов А.В., Бибикова Е.В., Пухтель И.С., Щипанский А.А., Журавлев Д.З. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // *Материалы 1-ой международной конференции «Корреляция геологических комплексов Фенноскандии»*. 1996. С. 74–75.
4. Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
5. Bourdon E., Eissen J. P., Gutscher M. A. et al. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 205. P. 123–138
6. Deering C. D., Cole J.W. AND Vogel T. A. A rhyolite compositional continuum governed by lower crustal source conditions in the Taupo volcanic zone, New Zealand // *Journal of petrology*. 2008. V. 49. №12. P. 2245–2276
7. Hastie A. R., Kerr A. C., McDonald I., Mitchell S. F., Pearce J. A., Millar I. L., Barfod D., Mark D. F. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: A new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust? // *Chemical Geology*. 2010. V. 276, pp. 344–359
8. Manikyamba C., Kerrich R., Khanna T.C. and Subba Rao D.V. Geochemistry of adakites and rhyolites from the Neoproterozoic Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton, India: implications for sources and geodynamic setting // *Can. J. Earth Sci.* 2007. V. 44. P. 1517–1535
9. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Y.V., Garbe-Schonberg C.-D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumo-zero-Keno-zero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P.3579–3595.
10. Sajona F.G., Maurv R.C., Bellon H. et al. High Field Strength Element Enrichment of Pliocene–Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines) // *J. Petrology*. 1996. V. 37. № 3. P. 693–726.
11. Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V., Petrova A.Y., Shchipansky A.A. The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 83–106
12. Willbold M., Hegner E., Stracke A., Rocholl A. Continental geochemical signatures in dacites from Iceland and implications for models of early Archaean crust formation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 279. P. 44–52

## КАРЕЛЬСКАЯ ТРАППОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Голубев А.И.<sup>1</sup>, Иваников В.В.<sup>2</sup>, Филиппов Н.Б.<sup>3</sup>, Малашин М.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, golubev@krc.karelia.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург

<sup>3</sup>ФГУП «Минерал», Санкт-Петербург

Около 2 млрд. лет назад восточная часть Фенноскандинавского щита была охвачена мощным проявлением континентального толеитового вулканизма с образованием крупной трапповой провинции [2, 9]. Большая ее часть приходится на территорию Карелии. Во многих публикациях по трапповой формации раннедокембрийские «траппы древних платформ» рассматриваются отдельно от фанерозойских «траппов молодых платформ». Наши данные, показывают, однако, что карельские траппы по ряду важных геологических и петролого-геохимических характеристик не отличаются от фанерозойских аналогов.

Траппы Карелии представлены тремя последовательно сформированными вулканическими комплексами – ятулийским, заонежским и суйсарским. Ятулийский вулканический комплекс выделен в рамках одноименного надгоризонта региональной стратиграфической шкалы с возрастными границами 2.22–2.06 млрд лет, заонежский и суйсарский комплекс относят к людиковийскому надгоризонту с границами 2.06–1.95 млрд лет [20]. Общий объем продуктов ятулийского и людиковийского вулканизма составляет 17.5 тыс. км<sup>3</sup>, при площади распространения сохранившихся от эрозии траппов 84 тыс. км<sup>2</sup>, а предполагаемая территория, покрытая лавами, составляла более 500 тыс. км<sup>2</sup> [9]. Это вполне сопоставимо с мировыми трапповыми провинциями, которые в новейшей литературе обозначают аббревиатурой LIP (Large Igneous Province) и связывают с действием мантийных плюмов [14].

Настоящий доклад основан на результатах петролого-геохимического изучения 27 ятулийских и людиковских вулканогенных разрезов Центральной и Южной Карелии, включая metabазальтовые амфиболиты окаймленных куполов Северного Приладожья (рис. 1). Главной задачей этих исследований, продолжающих более чем вековую историю изучения карельских траппов, было получение достоверных данных по редкоэлементной геохимии пород с использованием современных методов анализа (XRF, INAA, ISP-MS).

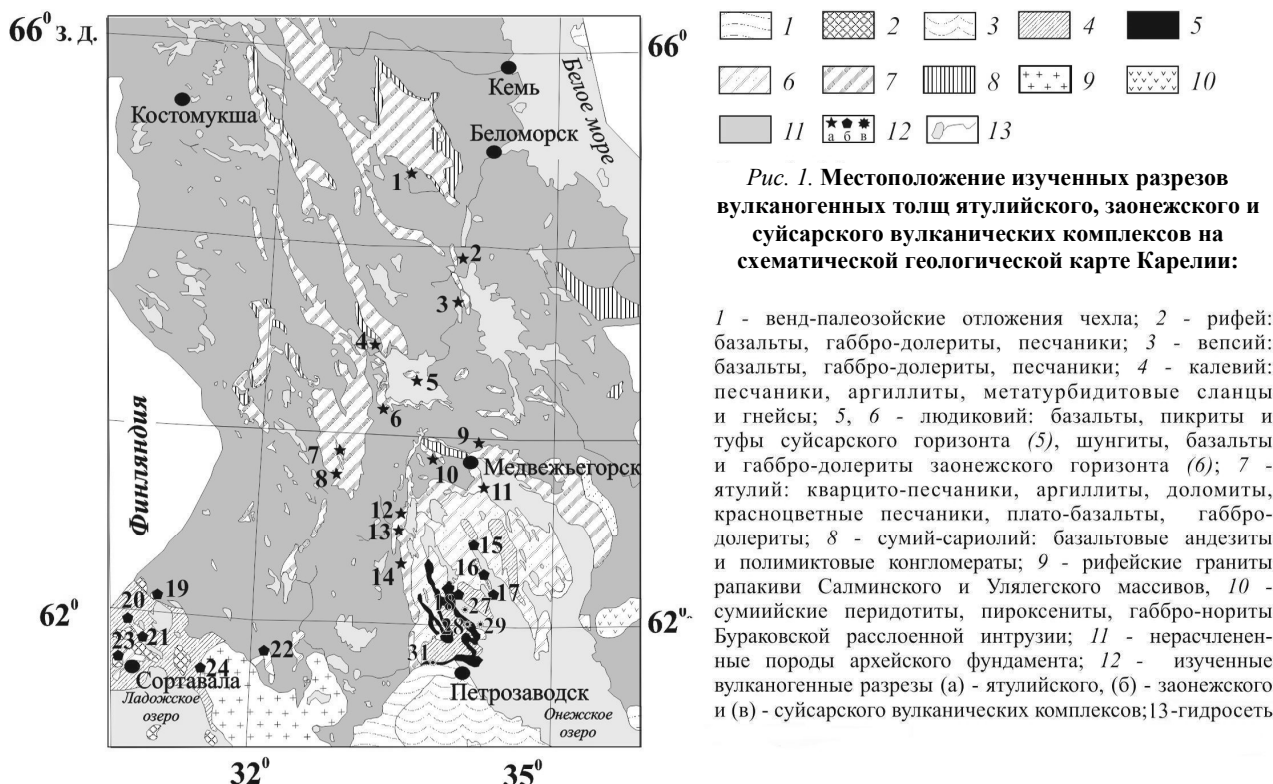


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов вулканогенных толщ ятулийского, заонежского и суйсарского вулканических комплексов на схематической геологической карте Карелии:

1 - венд-палеозойские отложения чехла; 2 - рифей: базальты, габбро-долериты, песчаники; 3 - вепсий: базальты, габбро-долериты, песчаники; 4 - калевий: песчаники, аргиллиты, метатурбидитовые сланцы и гнейсы; 5, 6 - людиковый: базальты, пикриты и туфы суйсарского горизонта (5), шунгиты, базальты и габбро-долериты заонежского горизонта (6); 7 - ятулий: кварцито-песчаники, аргиллиты, доломиты, красноцветные песчаники, плато-базальты, габбро-долериты; 8 - сумий-сариолий: базальтовые андезиты и полимиктовые конгломераты; 9 - рифейские граниты рапакиви Салминского и Улягского массивов, 10 - сумийские перидотиты, пироксениты, габбро-нориты Бураковской расслоенной интрузии; 11 - нерасчлененные породы архейского фундамента; 12 - изученные вулканогенные разрезы (а) - ятулийского, (б) - заонежского и (в) - суйсарского вулканических комплексов; 13 - гидросеть

**Ятулийский вулканический комплекс.** Ятулийские вулканиты обнажены в ядрах большинства сохранившихся от эрозии полискладчатых синклинорных структур в виде кулис синклинальных и антиклинальных складок овальной или линейной формы, имеющих преимущественно северо-западное простирание и протяженность до 200 км (рис. 1). Особняком стоит крупный Онежский вулканогенно-осадочный палеобассейн или синклиний площадью около 40 тыс. км. В пределах Онежского синклинория ятулийские вулканогенно-осадочные толщи развиты по его периферии, где имеют максимальные мощности до 400 м. Базальтовый вулканизм ятулия проявился в течение трех фаз – ранне-, средне- и позднеятулийской, каждая из которых заканчивала соответствующий трансгрессивно-регрессивный цикл терригенно-карбонатного осадконакопления в седиментационных бассейнах [1], что согласуется с представлениями о проявлении траппового магматизма на фоне восходящих тектонических движений и регрессии моря [3].

Ятулийские эффузивы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации с почти полным исчезновением магматических минералов и образованием хлорит-эпидот-актинолит-альбитового парагенезиса. При этом в большинстве разрезов наблюдаются первичные текстуры и устанавливаются реликтовые микроструктуры пород, свидетельствующие о преобладании в покровах полнокристаллических базальтов-долеритов. Первичные минералы устанавливаются в интрузивных траппах ятулия, среди которых выделяются крупные дифференцированные габбро-долеритовые силлы с рудным горизонтом в их нижней части и горизонтом гранофировых пород в верхней. Габбро-долериты сложены лабрадором, пироксенами – авгитом и пижонитом с температурой кристаллизации около 950–1000°, и титаномagnetитом со структурами распада твердого раствора («ильменито-магнетит»). Породы обычно сильно амфиболитизированы с последовательным образованием постериорной роговой обманки, актинолита и хлорового гастингсита. Fe-Ti-V руды этих интрузий детально изучены, имеют промышленное значение и вызывают особый интерес благодаря обнаруженной в них благороднометалльной минерализации [8 и др.]. В связи с интрузивными траппами ятулия нельзя не сказать несколько слов о карьялитах, своеобразных породах, которые после их описания Х.Вяйрюненом (1938) прочно вошли во все петрографические словари. Это обычно грубозернистые лейкократовые породы, сложенные крупными лейстами альбита, а также актинолитом, биотитом, магнетитом и титанитом

Ятулийские базальты и долериты, как и континентальные толеиты фанерозойских трапповых провинций, имеют достаточно однообразный химический состав. Характерной особенностью, сближающей вулканы ятулия с фанерозойскими траппами, является смена в стратиграфическом разрезе двух различающихся по относительным объемам излияний и геохимически дискретных типов толеитов. Вулканы нижнего ятулия имеют несколько пониженные значения магнезиальных чисел – 0.39–0.50, они преимущественно кварц-нормативные, обогащены HFS- и LIL-элементами и имеют фракционированное распределение REE  $((La/Sm)_n - 2.0, (Ce/Yb)_n - 4.2)$ . Лавы среднего ятулия в целом, более магнезиальные (значения  $mg^\#$  достигают 0.66), оливин-, реже кварц-нормативные обеднены высоконесовместимыми элементами и имеют менее фракционированный состав REE  $((La/Sm)_n - 1.4 (Ce/Yb)_n - 1.9)$ . Общей особенностью геохимии базальтов и долеритов нижнего и среднего ятулия является присутствие отрицательных аномалий Ti, Ta и Nb и положительных – U, Th и Pb на спайдер-диаграммах (рис. 2). Отмеченные особенности геохимии ятулийских лав ранней и средней

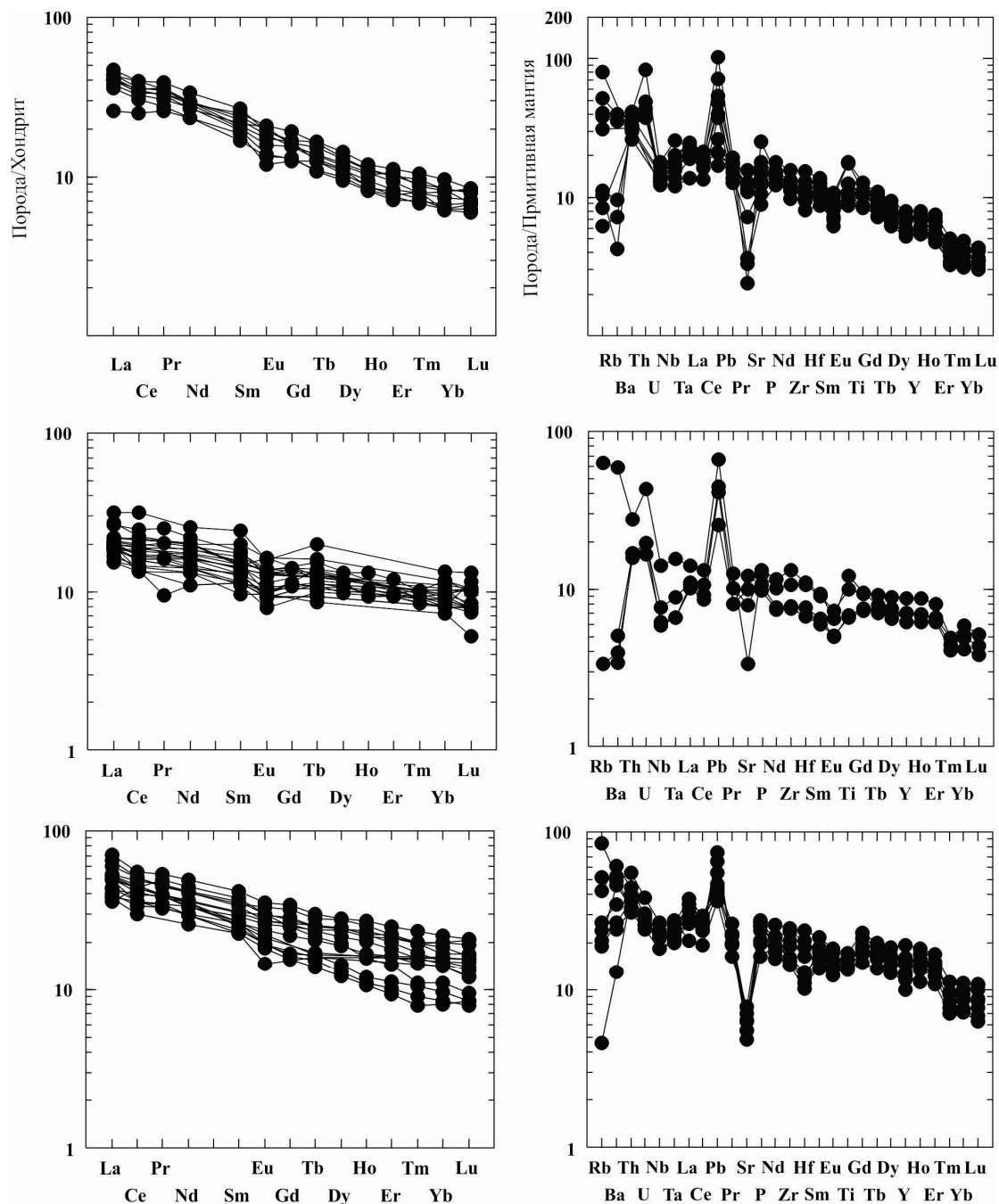


Рис. 2. Профили редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы для вулканитов нижнего, среднего и верхнего ятулия

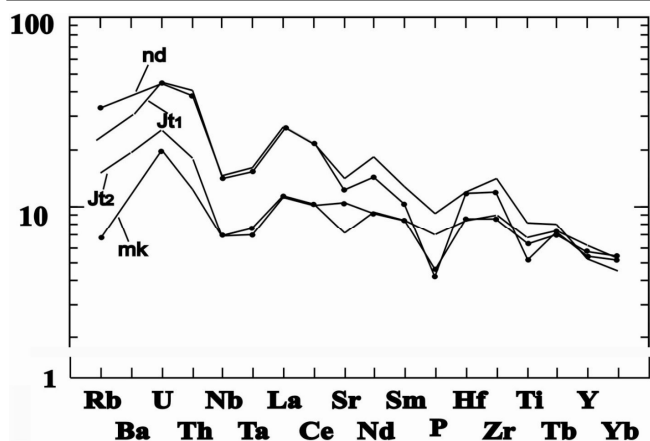


Рис. 3. Сравнительные спайдер-диаграммы для вулканитов ятулия и траппов надеждинской (nd) и макулаевской (mk) свит Норильска [18]

фаз сохраняются во всех изученных вулканогенных разрезах Карелии, иногда удаленных друг от друга на десятки и сотни километров, что также является типичной особенностью траппового магматизма. Близость ятулийских вулканитов с фанерозойскими континентальными платобазальтами подчеркивается большим сходством редкоэлементной геохимии лав нижнего и среднего ятулия и траппов макулаевской и надеждинской свит Норильской глубокой скважины (рис. 3). Верхнеятулийские вулканиты относятся к ферробазальтам, имеют самые низкие значения  $mg^{\#}$  (до 0.30). Эти породы обеднены когерентными элементами (Cr и Ni) и обогащены  $Na_2O$ , FeO, Ti, V, LILE, HFSE и REE по сравнению с нижне- и среднеятулийскими базальтами, при этом индикаторные отношения элементов  $((La/Sm)_n, (Ce/Yb)_n, (Zr/Y)_n, (Zr/Nb)_n, (Y/Nb)_n$  и др.) в них примерно такие же, как в среднеятулийских лавах.

**Заонежский вулканический комплекс.** Стратотипический разрез заонежского надгоризонта, включающего лавы и силлы одноименного вулканического комплекса и мощные черносланцевые толщи с шунгитами, находятся в Онежском синклинии. Близкие по строению и составу разрезы описаны и изучены в синклинорных структурах Юго-Западной Карелии и в сопредельных районах Финляндии. Их аналогами являются глубоко метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации комплексы вулканогенно-осадочных пород в обрамлении гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья (сортавальская серия). Для заонежского вулканического комплекса характерно широкое распространение силлов, нередко трудно отличимых от долеритовых покровов. Такие покровно-силловые сооружения могут достигать мощности до 500 м.

Базальты и долериты заонежского вулканического комплекса являются весьма однородными и в целом наследуют геохимические особенности ятулийских траппов. Единственным заметным их петрохимическим отличием является повышенная известковистость [2]. Среди вулканитов Онежского синклинии менее дифференцированные породы близки по редкоэлементной геохимии базальтам и долеритам среднего ятулия, более дифференцированные – титанистым ферробазальтам верхнего ятулия (рис. 3). Такие же особенности установлены в стратиграфической последовательности базальтов заонежского комплекса, вскрытых Онежской параметрической скважиной [6].

Новые данные показывают, что вулканиты заонежского комплекса, развитые в Юго-Западной Карелии, вдоль южной окраины Карельского кратона, существенно отличаются по редкоэлементной геохимии от субсинхронных пород Центральной Карелии. Они заметно обеднены несовместимыми элементами и характеризуются хондритовым типом распределения лантаноидов со значениями отношений  $(La/Sm)_n$  и  $(Ce/Yb)_n$  близкими 1 или даже ниже (рис. 4). Аналогичные редкоэлементные составы установлены в metabазальтовых амфиболитах окаймленных куполов Северного Приладожья [17].

Нужно отметить, что мощные (до 300 м) разрезы эффузивов заонежского комплекса установлены также в Северной Карелии (Куолаярвинская структура). Редкоэлементная геохимия этих пород изучена пока недостаточно, но по имеющимся данным [2] они характеризуются пониженными содержаниями Ti, Zr, Y и, возможно, относятся ко второму геохимическому типу нижнелюдиковийских вулканитов.

**Суйсарский вулканический комплекс.** Суйсарский вулканизм существенно отличается рядом геологических, петрографических и геохимических особенностей от вулканизма ятулия и людиковия. Его отличает высокая степень эксплозивности и широкое распространение туфов, что характерно для вулканов центрального типа. Сопряженная группа таких палеовулканов сконцентрирована в пределах Онежского синклинии на небольшой площади около 2 тыс. км<sup>2</sup> [2, 9]. Именно здесь суйсарские шаровые лавы были изучены и затем описаны в классических трудах Ф.Ю. Левинсона-Лессинга (1888), В.М. Тимофеева (1935), М.А. Гиляровой (1941). Широко известны вариолиты Ялгубы, которые Ф.Ю. Левинсон-Лессинг интерпретировал с позиций несмесимости расплавов, что нашло подтверждение в новейших исследованиях [10]. Важной особенностью суйсарского вулканического комплекса является присутствие перидотитовых силлов с возрастом 1.97 млрд. лет [6, 21] в основании вулканогенных разрезов. Суйсарские вулканиты метаморфизованы сравнительно слабо, благодаря чему в них уверенно реконструируются черты первичной минералогии. В вулканогенных разрезах выделены пикриты с обильными вкраплениями оливина в виде серпентиновых псевдоморфоз, пироксен (авгит)-порфиновые базальты, плагиопорфиновые базальты и андезитобазальты. Породы демонстрируют широкий диапазон химических составов, от ультраосновных до средних с магнезиальными числами от 0.78 до 0.43 [2]. Суйсарские вулканиты, в том числе пикриты, отличаются повышенными содержаниями несовмести-

мых HFS-элементов, включая Ti. Содержания этих элементов в породах магматической серии возрастают геохимически до кратных значений в андезитобазальтах (рис.). Показательно распределение и поведение лантаноидов, заметно и устойчиво фракционированных со средними значениями отношений и  $(La/Sm)_n$  и  $(Ce/Yb)_n$ , равными 1.41 и 3.85 (рис. 4). Отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti на спайдер-диаграммах отсутствуют.

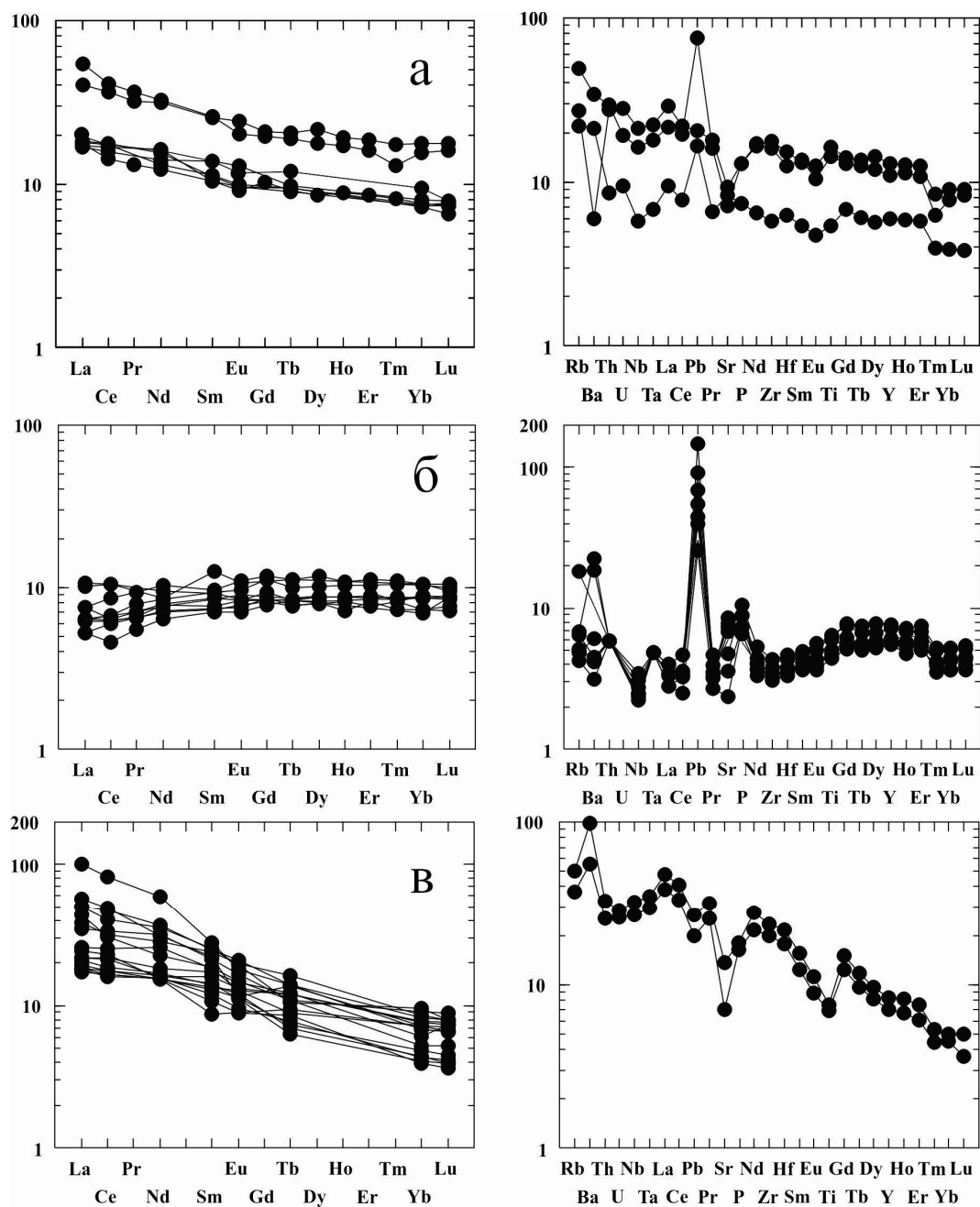


Рис. 4. Профили редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы для вулканитов людикувия:

а – вулканиты заонежского комплекса Центральной Карелии; б – Южной Карелии; в – вулканиты суйсарского комплекса

**Магматическая и геодинамическая эволюция трапповой формации.** Относительно небольшие объемы базальтов ранней фазы ятулийского вулканизма, обогащенность несовместимыми редкими элементами и фракционированный состав лантаноидов указывают на невысокие степени частичного плавления источника с участием граната. Значительное преобладание среднеятулийских траппов, сравнительно обедненный несовместимыми элементами состав этих пород, менее фракционированное распределение лантаноидов указывают на увеличение степени частичного плавления мантийного перидотита при снижении роли гранатового контроля и переходе очагов плавления в зону стабильности шпинели. Низкая магнезиальность верхнеятулий-

ских ферробазальтов свидетельствует о том, что их расплавы не могли находиться в равновесии с породами мантии и испытали глубокое кристаллическое фракционирование в промежуточных коровых камерах. Крайнее выражение этот процесс находит в составах фельзитических гранофир-содержащих пород дифференцированных силлов и упомянутых выше карьялитов, которые максимально обогащены Nb, Ta, Zr, Hf, Y и REE.

Такие характерные особенности геохимии лав нижнего и среднего ятулия, как положительные аномалии Th, U и Pb, отрицательные – Ta и Nb заставляют предполагать, что в процессе кристаллического фракционирования расплавов они испытали контаминацию веществом архейской коры. Согласно модельным расчетам, расплавы раннеятулийской фазы вулканизма были образованы при 10%-ном частичном плавлении гранатового перидотита и при прохождении через толщу архейской коры ассимилировали около 20% ее вещества. Родоначальные магмы средне- и позднеятулийской фаз образовались при 30–35 %-ной степени плавления шпинелевого перидотита, а количество корового контаминанта состава архейских гранито-гнейсов TTG-типа было для нее примерно 10% [4].

Нижнелюдиковийские траппы Юго-Западной Карелии с  $(Ce/Yb)_n \leq 1$  указывают на деплетированный легкими лантаноидами источник, что подтверждается положительными значениями  $\epsilon Nd$  в базальтах мафического комплекса Тохмаярви на сопредельной территории Финляндии [16] и в амфиболитах некоторых окаймленных куполов Приладожья [17]. Низкие концентрации HFS-элементов также свидетельствуют о более примитивном мантийном источнике, возможно, истощенном во время ятулийской вспышки вулканизма. Согласно тектоно-магматической модели финских исследователей [19], толеитовый магматизм людиковия в этом регионе протекал при прогрессивном уменьшении мощности (утонении) литосферы, что в результате привело к ее расколу и раскрытию океанического бассейна.

Высокая магнезиальность суйсарских вулканитов и их геохимия указывают на резкое углубление очагов магмогенерации к концу формирования Карельской трапповой формации. Высокие отношения легкий/тяжелый лантаноид свидетельствуют о присутствии граната в магматическом источнике. Родоначальные магмы суйсарского комплекса зарождались в астеносферном мантийном плюме на глубине порядка 150 км при 10%-ой степени плавления гранатового перидотита [6].

Хорошо известна пространственно-временная сопряженность трапповых, кимберлитовых и щелочных провинций. Кимберлиты, щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами считаются, наряду с высокомагнезиальными эффузивами, индикаторными производными плюмового магматизма. Важно отметить в этой связи открытие в Онежском бассейне алмазоносных кимберлитов с возрастом 1986 млн. лет [7], которые представляют самую глубинную магму, ассоциированную с карельскими траппами.

По современным представлениям образование молодых трапповых формаций происходило в течение крайне непродолжительного времени, 1–2 млн лет [12]. Этому противоречат принятые возрастные границы ятулия-людиковия с общим интервалом около 300 млн лет [20]. В тоже время, для наиболее мощного разреза трапповой формации в пределах Онежского синклинория прецизионными методами установлено, что формирование всех вулканических комплексов происходило в течение короткого временного интервала, около 1.97 млрд лет назад [21]. U-Pb SHRIMP-датирование верхнеятулийских силлов с магнетитовым оруденением показало такой же возраст [11].

Близкий возраст (1999 млн лет) имеют карбонатиты Северной Карелии [15], которые должны быть упомянуты еще и по тому, что в геологической истории карбонатиты являются предвестниками раскола суперконтинентов, в том числе и в Фенноскандии [13]. Именно на этом рубеже, около 2 млрд лет назад произошло одно из самых значительных событий в тектоническом развитии Фенноскандинавского щита – зарождение пре-свекофеннского океана.

Как показывают результаты проведенных исследований, карельские траппы очень близки геологически, геохимически и петрологически фанерозойским траппам. Главными факторами магматической эволюции Карельской трапповой формации были частичное плавление в мантийном плюме с неоднократным изменением глубины магмагенерации, а также кристаллическое фракционирование толеитовой и высокомагнезиальной магм с сопутствующей контаминацией веществом континентальной коры.

## Литература

1. Геология Карелии / Под ред. В.А. Соколова. Л.: 1987. 231 с.
2. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск.: 1983. 190 с.
3. Дмитриев Ю.И. Базальты и долериты трапповых формаций // В кн. Однотипные магматические горные породы в истории Земли. М.: Наука. 1989. С. 56–95.
4. Малашин М.В., Иваников В.В., Голубев А.И., Филиппов Н.Б. Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский вулканический комплекс // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 2003. Вып. 1. С. 3–18.
5. Наркисова В.В. Петрология и геохимия магматических пород в разрезе ОПС / В кн. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения). Под ред. Л.В. Глушанина, Н.В. Шарова, В.В. Щипцова. Петрозаводск.: ИГ КарНЦ РАН. 2011. С. 196–208.

6. Пухтель И.С., Богатилов О.А., Куликов В.В. и др. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам Онежского плато, Балтийский щит // Петрология. 1995. Т. 3. № 4. С. 397–419.
7. Устинов В.Н., Загайный А.К., Смит К.Б., Ушков В.В. и др. Раннепротерозойские алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 963–977.
8. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Генезис комплексного благороднометалльного и титаномагнетитового оруденения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии / Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. С.-Пб. 1998. С. 282–291.
9. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 207 с.
10. Светов С.А., Голубев А.И. Ликвация в базальтовых расплавах палеопротерозоя Карелии: морфологические признаки, геохимическая характеристика и причины возникновения // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 2013. Вып. 3. С. 65–80.
11. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. и др. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии / Под ред. А.И. Голубева. Петрозаводск.: 2007. Вып. 10. С. 49–68.
12. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля. От ядра до ионосферы. М.: ГРИФ. 2008.
13. Bulakh A.G., Ivanikov V.V., Orlova M.P. Overview of carbonatite-phoscorite complexes of the Kola Alkaline Province in context of Scandinavian North Atlantic Alkaline Province. /In: Wall F., Zaitsev A.N. eds. Poscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Kola example of the Kola Atlantic Province. The Mineralogical Society. London. Vol. 10. 2004. P. 1-37.
14. Coffin, M.F., and Eldholm, O., 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences // Reviews of Geophysics. 1994. V. 32. P. 1–36.
15. Corfu F., Bayanova T. B., Shchiptsov V.V., Frantz N. U-Pb ID-TIMS age of the Tiksheozero carbonatite: expression of 2.0 Ga alkaline magmatism in Karelia, Russia // Central European Journal of Geosciences. 2011. V. 3 № 3. P. 302–308.
15. Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. Geol. Surv. Finl. Bull. 1986. V. 337. 48 pp.
17. Ivanikov V., Phlippov N., Beljatsky B. Geochemistry of the metavolcanic rock from the Ladoga region: evidence for an Early Proterozoic oceanic crust // Generation and emplacement of ophiolites through time. International ophiolite symposium and field excursion. / Eds.: E. Hanski and E. Vuollo. Geol. Surv. Finl. Spec. Paper. Vol. 26. 1998. C. 30.
18. Lightfoot P.C., Naldert A.J., Gorbachev N.S., Doherty W., Fedorenko V.A. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contribution Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 631–634.
19. Nykanen V.M., Vuollo J.I., Lippo J.P., Piirinen T.A. Transitional (2,1 Ga) Fe-tholeiitic – tholeiitic magmatism in the Fennoscandian Shield signifying lithospheric thinning during Palaeoproterozoic extensional tectonics // Precambrian Res. 1994. Vol. 70. P. 45–65.
20. Ojakangas R.W., Marmo J.S., Heiskanen K.I. Basin evolution of the Paleoproterozoic Karelian Supergroup of the Fennoscandian (Baltic) Shield // Sediment. Geol. 2001 Vol. 141. P. 255–285.
21. Pukhtel I.S., Arndt N.T., Hoffmann A.W. et al. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. Vol. 130. P. 134–153.

## БОГАТЫЕ РУДЫ КОСТОМУКШСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**Горьковец В.Я., Белашев Б.З.**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, gorkovets@krc.karelia.ru,  
belashev@krc.karelia.ru*

Поисковыми работами в Костомукшском железорудном узле выявлены богатые железные руды, развивающиеся по железистым кварцитам, с содержанием железа 52–60%.

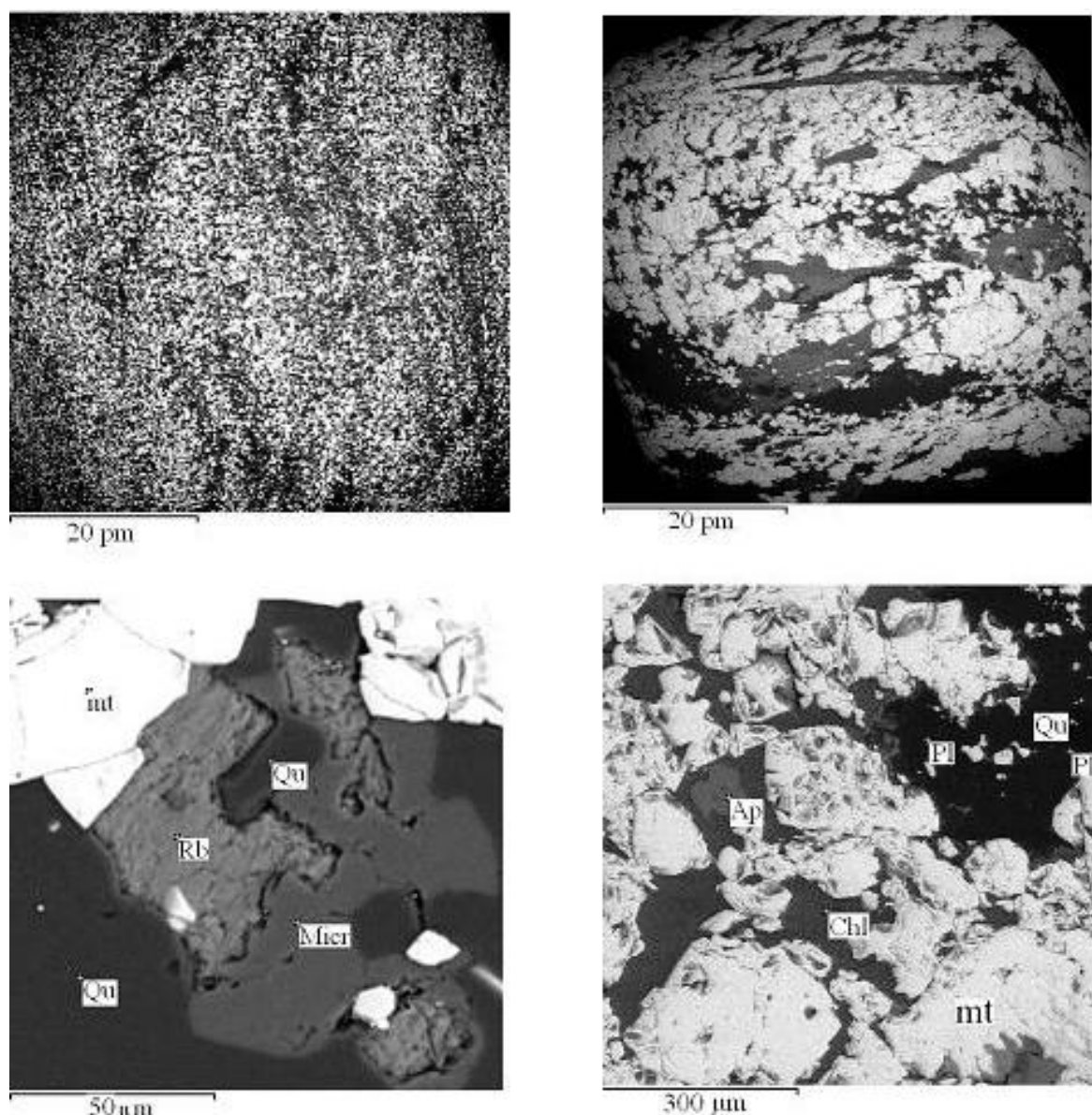
Богатые руды обнаружены в пределах Северо-Костомукшского участка и центральной части карьера Костомукшского месторождения. В пределах Северо-Костомукшского участка описаны несколько проявлений и мелких залежей богатых руд. В центральном карьере богатые руды связаны с рибекит-магнетитовыми кварцитами. Преобладает линзовидная форма тел с мощностью от 0,5 до 20 метров с ориентировкой согласно слоистости магнетитовых кварцитов, иногда пологосекущее залегание, свидетельствующие об эпигенетическом характере богатых руд.

Проявления богатых руд отражают особенности их главного минерала магнетита, выраженные в отсутствии существенно кварцевых слоев и визуальном видимом кварце в «пятнистых» высокометаморфизованных железистых кварцитах.

Выделены два типа богатых руд (рис. 1). Рудные минералы одной разновидности сложены слоистыми агрегатами магнетита и кварца, унаследованными от исходных магнетитовых кварцитов с сохранением их структурных особенностей и с содержанием железа 57%, аналогичным его среднему содержанию в рудных слоях железистых кварцитов. Другой тип образован по высокометаморфизованным крупнокристаллическим



ским «пятнистым» магнетитовым кварцитам без заметной слоистости с содержанием железа до 60%. Свойства железистых кварцитов и магнетита богатых руд изучены с применением микрозондового анализа, рентгеновской дифрактометрии, КР-, ЯГР-, ИСР-спектроскопии и температурного анализа.



**Рис.1. Богатая магнетитовые руда и минералы скважин 7009, 352. Изображение в отраженных электронах получено на сканирующем микроскопе Vega Texscan**

Метаморфогенные богатые руды образуются из железистых кварцитов в результате метасоматических преобразований с участием флюидов, продуцируемых протерозойскими микроклиновыми и рапакививидовыми гранитами, проникающих в железистые кварциты и выносящих из них кремнезем. Поздний железисто-магнезиальный метасоматоз действует на все типы пород, в том числе, и на сформировавшиеся богатые железные руды и несколько снижает в них содержание железа.

Вынос кремнезема щелочными калиевыми растворами из железистых кварцитов и их переход в богатую руду сопровождается сокращением объема и усадкой железистых кварцитов в среднем до 30 % по мощности, иногда увеличением плотности пород. Данный эффект, названный Д. С. Коржинским эндогенной метасоматической контракцией, объясняет по сравнению с метаморфическими железистыми кварцитами усиление в них обменных магнитных процессов, рост внутреннего магнитного поля, повышение температуры Кюри. Метасоматический генезис богатых руд Северо-Костомукшского участка отражают диаграммы распределения редкоземельных элементов (рис. 2).

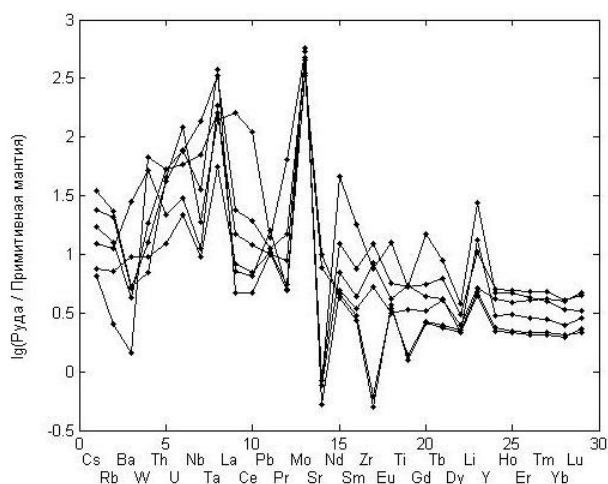


Рис. 2. РЗЭ в богатых рудах  
Северо-Костомукшского участка

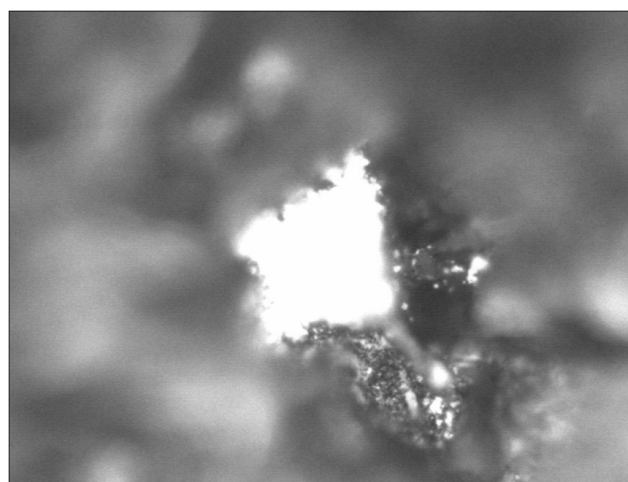


Рис. 3. Изображение муассанита (карбида кремния) в аншлифе  
богатых руд центрального карьера Костомукшского  
месторождения в Nicolet Almaga XP Dispersive Raman spec trometer

Особенность богатых руд центральной части карьера Костомукшского месторождения – их высокая прочность. Обнаружение в них коэсита и муассонита (Рис.3) свидетельствуют о их формировании при давлениях выше 28 кбар. Высокую прочность горных пород в этих условиях связывают с уменьшением порового пространства, пластичностью материалов, залечиванием трещин. Фактором увеличения прочности могут быть продуцируемые гранитами щелочные флюиды, способные к полимеризации минералов.

Находка богатых руд, характерных для всех железорудных провинций мира [1], в Костомукшском рудном поле будет способствовать лучшему пониманию процессов рудогенеза в докембрии.

#### Литература

1. Григорьев В.М., Малютин Е.И. Курская магнитная аномалия // Горная энциклопедия. Под ред. Е.А. Козловского. – М.: Советская энциклопедия – 1984–1991.
2. Соболев Н.В. Коэсит как индикатор сверхвысоких давлений в континентальной литосфере // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 16, с. 95–105.
3. Moissan, Henry (1904) «Nouvelles recherches sur la meteorite de Canon Diablo». Comptes rendus 139:773–86.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХАУТАВААРСКОГО МАССИВА (КАРЕЛИЯ)

Дмитриева А.В.<sup>1</sup>, Кулешевич Л.В.<sup>1</sup>, Вихко А.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, dmitrieva-a-v@yandex.ru; kuleshev@krc.karelia.ru

<sup>2</sup>ООО «Онего-золото», аспирант ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, alex-vihko@yandex.ru

Хаутаваарский массив расположен в южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Карелия). Интрузив дифференцирован от монцогаббро до граносиенитов и монцогранитов и представлен двумя фазами, объединенными в единый комплекс. Хаутаваарский массив отнесен к санукитоидной серии С.Б. Лобач-Жученко с коллегами (2000), для него характерны повышенные щелочность, значения  $mg\#$ , содержания совместимых и несовместимых элементов. Интрузив прорывает метаморфизованные толщи зеленокаменной структуры, его возраст ~2,74 млн лет (Bibikova et al., 2005).

**Петрографо-петрохимические особенности.** Породы 1-й фазы развиты во внешней части массива и представлены монцогаббро-монцодиоритами, центральная часть сложена монцогранитами и граносиенитами 2-й фазы. Монцогаббро 1-й фазы представляют собой среднезернистые черные породы с крупными вкрапленниками К-полевого шпата, содержат плагиоклаз (50–55%), частично замещенный эпидотом, К-полевой шпат (4–5%), роговую обманку (25–30%), биотит (10–15%), кварц (до 3%), акцессорный апатит (0,5%), титанит (2%), ильменит, циркон и монацит. Порфириовидные монцодиориты содержат плагиоклаз (50–60%), частично замещенный эпидотом, К-полевой шпат (15–20%), 30–35% меланократовых компонен-

тов (роговая обманка 10–15%, биотит 15–20%), кварц (~3%), титанит (1–2%), акцессорный апатит (0,5%), циркон и монацит. Вторичные минералы представлены эпидотом, кварцем, актинолитом, хлоритом, кальцитом, единичными сульфидами.

Вторая фаза массива представлена равномернозернистыми или порфировидными, розовыми и серыми, средне- и крупнозернистыми разновидностями пород массивной текстуры, которые дифференцированы от лейкократовых кварцевых монцодиоритов до граносиенитов и монцогранитов (табл. 1). Кварцевые монцодиориты в небольшом объеме встречаются в приконтактной части и прогибах кровли массива. Граносиениты развиты преимущественно в СВ части массива и незначительно в западной. Монцограниты составляют центральную часть интрузива. Минеральный и химический состав пород 2-й фазы близкий, переходы между ними постепенные. Умереннощелочные граниты секут монцодиориты 1-й фазы и содержат их измененные ксенолиты.

Химический состав пород Хаутаваарского массива (мас. %, ppm)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub> %	53,32	57,83	63,77	68,24	69,94	66,26
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,66	0,56	0,43	0,35	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,68	15,04	16,40	14,56	14,10	16,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08	2,48	1,75	1,24	0,95	1,03
FeO	4,71	3,45	2,08	1,73	1,49	0,57
MnO	0,14	0,10	0,06	0,05	0,04	0,085
MgO	5,92	4,46	2,26	1,75	1,22	0,90
CaO	6,87	4,65	2,01	1,58	1,56	0,15
Na <sub>2</sub> O	3,36	3,61	3,95	3,85	3,91	2,94
K <sub>2</sub> O	3,19	4,48	5,84	5,25	5,31	10,64
ппп	1,63	2,37	0,98	0,81	0,71	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,58	0,43	0,19	0,3	0,16	0,40
Сумма	99,51	99,76	99,99	99,91	99,85	99,94
mg#	0,59	0,59	0,53	0,53	0,48	0,52
Σalk	6,55	8,09	9,78	9,10	9,22	13,58
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,05	0,82	0,68	0,75	0,74	0,28
Ba ppm	1862	1851	1088	913	944	2145
Sr	1121	639	390	290	394	90
Rb	138	164	214	238	217	312
Zr	94	168	430	349	236	155
Cr	170	202	60	48	37	16
Co	28	23	10	8	6	5
Ni	56	60	25	21	20	6
Cu	37	90	16	17	14	27
Zn	131	102	41	38	26	35
As	21	32	<по	до 9	до 8	29
Mo	2,2	2,2	1,4	до 4,5	3,6	3
Ag	0,3	0,7	0,8	до 1,6	до 0,9	0,6
Pb	19	42	13	21	27	41
ΣREE	249	218	287	213	199	71
n	3	2	2	8	8	1

Примечание. 1 фаза: 1 – монцогаббро, 2 – монцодиорит. 2 фаза: 3 – кварцевый монцодиорит, 4 – граносиенит, 5 – монцогранит, 6 – апатитовидная жила. mg#=(MgO/M<sub>MgO</sub>)/[MgO/M<sub>MgO</sub>+FeO/M<sub>FeO</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/M<sub>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></sub>]. n – количество анализов, <по – ниже предела обнаружения в ICP-MS-анализах.

Светло-серые, среднезернистые граносиениты северо-восточной части массива состоят из плагиоклаза (30–35%), микроклина (40%), кварца (20%) и биотита (5–10%). Содержат акцессорный титанит (1–2%), апатит, циркон, монацит. При вторичных изменениях микроклин незначительно замещается серицитом, по плагиоклазу и в интерстициях образуются эпидот (до 3–8%), серицит (1–2%), единичные выделения кальцита, реже REE-карбонаты. Биотит замещается хлоритом (до 1%), при этом выделяется рутил. В зонах рассланцевания и катаклаза наблюдается эпидотизация, увеличивается количество тонкошелушчатого биотита, серицита (до 2–10%), кварца, выделяются сульфиды.

Центральная часть массива сложена розово-красными средне- и крупнозернистыми, порфировидными монцогранитами. Породы отличаются несколько большим, чем в серых граносиенитах, содержанием К-полевого шпата (~50%) и кварца (20–25%), меньшим плагиоклаза (25%). Темноцветные минералы представлены биотитом (5–10%), акцессорные – титанитом (1–2%), апатитом (до 0,5%), цирконом и монацитом. В зонах рассланцевания и катаклаза в монцогранитах образуются эпидот, мусковит (до 10%) и кварц. В породах 2-й фазы встречаются ксенолиты измененных мелкозернистых монцодиоритов 1-й фазы с более высоким содержанием титанита и апатита (до 4–5 и 1%, соответственно).

Химический состав пород Хаутаваарского комплекса значительно изменяется (табл. 1): содержание SiO<sub>2</sub> увеличивается от 52 до 70,6%, сумма щелочей от 6,55 до 9,22–10,15% (K<sub>2</sub>O>Na<sub>2</sub>O). Породы имеют высокие магнезиальность (mg# = 0,6–0,48), ΣREE (287–199 ppm), концентрации Ba (1862–913 ppm), Sr (1121–

290 ppm). Спектры распределения REE в породах 1-й и 2-й фаз подобны, отличаются абсолютными значениями. Концентрации REE, Ba, Sr снижаются с увеличением  $\text{SiO}_2$  от основных к кислым дифференциатам, тогда как Rb, Zr возрастают. Снижение содержания REE при увеличении  $\text{SiO}_2$  может обеспечиваться фракционированием постоянной ассоциации минералов. Легкие REE фиксируются в монаците, эпидоте, REE-карбонатах. Аплитовидные жилы западного эндоконтакта выделяются более высокой калиевой щелочностью, низкой  $\Sigma\text{REE}$  (табл. 1/6), они могут быть связаны с заключительной фазой комплекса или с более поздним магматизмом.

**Микрокомпонентный состав.** Монцогаббро 1-й фазы массива незначительно обогащены апатитом, титаном: содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  составляет 0,56–0,61%,  $\text{TiO}_2$  – 0,73–1,03%, V 176–201 ppm. Они содержат более высокие концентрации Cr, Ni, Co, Cu, Zn относительно пород 2-й фазы (табл. 1). Максимальное содержание Cr, Cu, Ni зафиксировано в монцодиоритах вблизи южного и западного контактов Хаутаваарского массива, что может быть обусловлено контаминацией их вмещающими породами (коматииты и базальты лоухиваарской свиты). Содержания Pb (13–42 ppm), Mo (1,4–4,6 ppm), As, Ag, W, Te и Bi в породах обеих фаз низкие,  $\text{Cu}/\text{Mo}=4\text{--}41$ , тогда как зоны штокверкового окварцевания и изменения граносиенитов выделяются аномальными концентрациями Mo, Cu, Bi, Te, Pb, Ag.

**Метасоматические изменения пород.** Рудопоявление Центральное Хаутаваарское в СВ эндоконтакте массива объединяет участки Северный и Центральный. Граносиениты на данных участках катаклазированы, рассланцованы и изменены. Штокверк сформирован двумя системами жил (аз. пр.  $310^\circ$  и  $70^\circ$ ). Кварцевые жилы участка Центральный имеют СВ и СЗ простирание ( $70^\circ$  и  $310^\circ$ ), на участке Северном преобладают СЗ направления. Незначительные смещения более крупных жил позволяют рассматривать основные деформации, формирующие штокверк, как близко-одновременные. В измененных граносиенитах на контактах кварцевых жил развиваются тонкозернистые ассоциации минералов – микроклин, биотит, серицит, эпидот, встречаются хлорит, реже турмалин, бастнезит, содержание аксессуарных минералов резко снижается.

Изменения пород среднетемпературные эпидот-кварц-серицитовые. Уровень REE, Rb, Ba, Sr, Zr, Nb, Th, U в околожильных метасоматитах уменьшается относительно неизмененных пород. Сумма REE в рудной зоне и кварцевых жилах снижается до 63,25–5,5 ppm относительно слабо измененных граносиенитов (201–237 ppm). Одновременно в околожильной (околорудной) зоне наблюдается увеличение содержания ряда элементов (Mo, Cu, Pb, Te, Bi, Ag) относительно слабо измененных граносиенитов. Данные элементы-спутники сопровождают золоторудную минерализацию, формируют внешний ореол, и, соответственно, являются индикаторами Au-оруденения. Содержание Mo на контакте с главной жилой в обнаженной ее части достигает 948 ppm, Pb до 426 ppm, Cu 355, Te 21, Bi 96, Ag 9,8 ppm. По данным опробования ряда скважин установлены и более высокие концентрации элементов-спутников: Pb 174–1380 ppm, Cu 93, Ag 10, Bi 19 ppm, S 0,2–3,4%. Содержание Au в основной жиле достигает 28 г/т, в среднем составляя 7 г/т, в экзоконтакте – 0,01–0,08 г/т (данные опробования КГЭ и ООО «Онего-Золото»). Наблюдается прямая корреляция золота, свинца и серы, медь распределена неравномерно.

На проявлении Центральном *рудная минерализация* встречается в зальбандах кварцевых жил, она представлена пиритом (до 10 %), золотом, молибденитом, галенитом, халькопиритом, реже встречаются Bi-Te-Pb-сульфосоли, висмутотеллуриды, гессит, акантит. Пирит образуется первым, в него по микротрещинкам проникают включения золота, галенита, халькопирита, молибденита. Содержание Mo в зальбандах жил достигает 0,1%,  $\text{Cu}/\text{Mo} = 0,1\text{--}10$  (до 67), что характерно для Mo-S и Mo-Au-(Cu)-S-порфировых рудных объектов. Халькопирит встречается в зальбандах жил и измененных граносиенитах в небольшом количестве. Галенит выделяется в микропорах в пирите с золотом, а также с халькопиритом в зальбандах жил. По времени образования он наиболее близок к золоту, но распространен несколько шире. Золото встречается в виде мелких зерен и чешуек размером от 1–10 мкм до 0,03–0,2 мм в пирите, кварце, реже силикатах, содержит 0,8–33% Ag, более распространено с содержанием Ag 10–15%.

**Заключение.** Внедрение Хаутаваарского дифференцированного массива оказало большое влияние на формирование Хаутаваарской структуры в целом. Среди дифференциатов 1-й фазы выделены монцогаббро (впервые) и монцодиориты; породы 2-й фазы были разделены на монцограниты (розовые граниты) центральной части массива и граносиениты (серые граниты) СВ части. В зонах катаклаза и штокверкового окварцевания в СВ экзоконтакте они испытали среднетемпературные преобразования. Кварцевый штокверк и зоны рассланцевания сопровождаются Mo-Au-S-оруденением. Золото рудопоявления Центральное Хаутаваарское содержит ~10 % Ag. Молибденит встречается в ореоле жил. Au коррелируется с Pb, S. Закономерности, устанавливаемые по минеральным ассоциациям умереннощелочных гранитоидов, руд и околорудных метасоматитов Хаутаваарского массива, отчетливо отражаются в первичных литохимических ореолах и корреляции элементов, которые позволяют оконтурить перспективные участки и, в целом, могут служить поисковыми признаками на массивах подобного типа в зеленокаменных поясах Карелии.

## Литература

1. Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.

## ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ПИРОКСЕНОВ ИЗ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАГАББРОНОРИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Егорова С.В.

*Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, zumlic@mail.ru*

Беломорский подвижный пояс (БПП) представляет собой сложноскладчатую структуру полициклического развития, породы которой неоднократно метаморфизованы в условиях высокого (кианитовый тип) давления, как в архее, так и в протерозое [1, 2].

В пределах пояса широко распространены  $PR_1$  (~ 2.4 млрд лет) дайки и малые интрузии оливиновых габброноритов комплекса лерцолитов-габброноритов [6]. Породы интенсивно метаморфизованы (вплоть до эклогитовой фации метаморфизма [3]), но при этом в них в центральных частях тел сохраняются реликты первичных магматических структур и минералов. В связи с этим возникает вопрос о степени «химической» сохранности магматических минералов и корректности использования их составов для оценки РТ-параметров магматического этапа кристаллизации.

Клинопироксен является одним из главных породообразующих минералов габброноритов, а его состав сильно зависит от условий кристаллизации.

В данной работе приведены результаты изучения геохимического состава пироксенов из небольшого тела среднезернистых оливиновых габброноритов, расположенного на м. Пурнаволок (в 7 км к северу от с. Гридино, БПП), и сопоставление их с магматическими пироксенами из одновозрастных, идентичных по составу габброноритов Карельского кратона.

Определение содержаний главных элементов, диагностика включений и выбор зерен для LA-ICP-MS анализа проводились на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (фирмы Oxford instruments). Концентрации рассеянных элементов в предварительно отобранных под биноклем зернах клино- и ортопироксена определялись методом LA-ICP-MS.

Главные породообразующие минералы габброноритов м. Пураволок представлены клино- и ортопироксеном (общее содержание 50%), плагиоклазом (до 45%) и оливином (~5%). Вторичные преобразования в породах проявлены в формировании концентрически-зональных Оpx-Grt-Amf структур на границе ОI-Pl и Срх (Na-диопсид) – Amf кайм на границе Оpx-Pl.

Магматический ортопироксен из габброноритов м. Пураволок представлен крупными (до 7 мм) преимущественно бесцветными идиоморфными кристаллами. В них установлены единичные включения мелких зерен хромшпинели и оливина. Кристаллы ортопироксена слабозональны – центральные части зерен характеризуются высокомагнезиальным и высокохромистым составом ( $X_{Mg}=0.84$ ,  $Cr_2O_3=0.81-1.22$  вес. %,  $Al_2O_3$  до 3.2 вес. %), в краевых частях зерен отмечается постепенное снижение значения  $X_{Mg}$  до 0.78, содержание  $Cr_2O_3$  не превышает 0.51 вес. %. По содержанию главных элементов ортопироксены из габброноритов БПП близки с ортопироксенами из одновозрастных габброноритов Карельского кратона. При этом ортопироксены из габброноритов кратона характеризуются более магнезиальным ( $X_{Mg}=0.88$ ) и менее глиноземистым составом ( $Al_2O_3$  до 1.7 вес. %).

Клинопироксен в габброноритах формирует окрашенные в бурый цвет относительно мелкие (до 4 мм) идиоморфные зерна и отвечает по составу магнезиальным авгитам ( $X_{Mg}=0.83$ ,  $Cr_2O_3$  до 0.85 вес. %). В целом, клинопироксены из  $PR_1$  габброноритов БПП и Карельского кратона близки как по содержанию главных, так и примесных элементов. В то же время клинопироксены из габброноритов БПП характеризуются несколько более высокими концентрациями  $Al_2O_3$  (до 3.3 вес. %) и  $Na_2O$  (до 0.72 вес. %) по сравнению с клинопироксенами из габброноритов кратона, содержание  $Al_2O_3$  в которых не превышает 2.8 вес. %,  $Na_2O$  составляет не более 0.5 вес. %.

Клинопироксены из габброноритов БПП и Карельского кратона характеризуются близким характером распределения РЗЭ. Они демонстрируют слабодифференцированный характер с незначительным обеднением в области ЛРЗЭ ( $La/Sm_n=0.41$ ) и практически пологим спектром в области ТРЗЭ ( $Gd/Yb_n=1.2$ ), а также незначительную отрицательную Eu аномалию ( $Eu/Eu^*=0.30-0.64$ ). На мультиэлементных диаграммах устанавливаются отрицательные аномалии Sr, Eu, и Ti. Такие геохимические характеристики клинопироксенов позволяют предполагать, что их кристаллизация происходила на магматическом этапе формирования габброноритов.

Таким образом, результаты геохимического исследования показали, что орто- и клинопироксены из палеопротерозойских габброноритов БПП аналогичны по составу с пироксенами из одновозрастных, идентичных по составу габброноритов Карельского кратона. Это свидетельствует о неизменности химического состава реликтовых магматических фаз и возможности использования их составов для оценки РТ-параметров кристаллизации базитов.

Оценка условий кристаллизации габброноритов проводилась с использованием клинопироксенового геобарометра [7] и с применением номограммы Малахова [5]. Результаты расчетов показали, что температура кристаллизации ортопироксена составляет 1210–1230 °С, формирование авгита происходило при  $T = 1080\text{--}1160$  °С и при  $P = 6.5\text{--}7.7$  кбар.

Полученные результаты (геохимические характеристики пироксенов, и РТ-параметры кристаллизации) позволяют сделать вывод о том, что химический состав реликтовых минералов в палеопротерозойских габброноритах БПП остается неизменным в ходе последующих метаморфических преобразований и отражает условия и состав кристаллизующегося расплава. При этом результаты оценки давлений, при которых происходило формирование клинопироксенов, отражает глубину магматической камеры, в которой кристаллизовался расплав.

Кристаллизация габброноритов м. Пурнаволоков происходила при  $P \approx 7.1$  кбар, что соответствует глубине около 24 км. Эти оценки чуть ниже полученных ранее значений РТ-параметров условий кристаллизации габброноритов БПП [6], вместе с тем, они по-прежнему предполагают кристаллизацию тел на значительной глубине.

*Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ проект 14-05-00432.*

#### Литература

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.
2. Глебовицкий В.А. и др. // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
3. Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. Б. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, №6. С. 609–631.
4. Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. – 296 с.
5. Малахов И. А. Оценка условий формирования альпинотипных ультрабазитов Урала по пироксеновому термометру // Ежегодник–1982: Инф. материалы. Свердловск, 1983. С. 63–68.
6. Степанов В.С. Основы магматизма докембрия западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.
7. Nimis P. // Contrib. Mineral. Petrol, 1995, v. 121, p. 115–125.

## СТЕПЕНЬ КОРОВОЙ КОНТАМИНАЦИИ КАК ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА РАЗЛИЧИЯ СОСТАВОВ РАННИХ ( $2.74 \pm 0.1$ МЛРД ЛЕТ) И ПОЗДНИХ ( $2.72 \pm 0.1$ МЛРД ЛЕТ) САНУКИТОИДОВ ФЕННО-КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Егорова Ю.С.

*ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e-mail: ax-ox-yx@mail.ru*

В Фенно-Карельской провинции Балтийского щита в настоящее время известно около 30 интрузий неархейских санукитоидов, которые делятся на две возрастные группы: 1)  $2.74 \pm 0.1$  млрд лет, преобладают на юго-востоке и 2)  $2.72 \pm 0.1$  млрд лет, преобладают на западе провинции [1, 7, 8].

Анализ более 500 химических составов санукитоидов Фенно-Карельской провинции показал, что по составу породы санукитоидной серии варьируют от умереннощелочных пород монцогаббро-монцогранитного ряда ( $\text{mg\# } 50\text{--}75$ ,  $\text{Cr } 200\text{--}500$  ppm,  $\text{La} > 50$  ppm, до 300 ppm,  $\text{Ba} > 1000$ ,  $\text{Sr} > 800$  ppm,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 0.7$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.6–2%) до известково-щелочных гранитоидов, приближающихся по составу к архейским ТТГ породам [1].

Sm-Nd (wr), U-Pb (KFsp, wr) и Lu-Hf (Zrn) изотопные системы санукитоидов [1, 2, 3, 4, 5, 9, 11] свидетельствуют об участии в их формировании вещества мантийного и корового происхождения. Между величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ,  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  и  $\mu(t)$  существует корреляция, выраженная во взаимосвязанном снижении значений  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  и  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  и увеличении значения  $\mu(t)$  (рис. 1).

Сопоставление всех данных позволило установить следующие закономерности:

– Большинство ранних интрузий (группа 1) сложено наиболее обогащенными несовместимыми элементами умереннощелочными санукитоидами и характеризуются близкими к таковым в мантии значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ,  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  и  $\mu(t)$ . Для них также получены мантийные значения  $\delta^{13}\text{C} = -6 \pm 0.5$  PDB, ‰ [6]. Все это является подтверждением происхождения этих пород из обогащенного мантийного источника.

– В составе поздних массивов (группа 2) преобладают известково-щелочные санукитоиды, которые характеризуются более низкими значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ,  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  и более высокими значениями  $\mu(t)$  (рис. 1), для многих из них установлено присутствие древних ядер в цирконах и захваченных зерен с возрастом от 2.75–3.25 млрд

лет [7, 8]. Похожая тенденция была установлена для некоторых многофазных массивов санукитоидов: ранние магматические фазы таких интрузий, как Панозеро, Хижъярви, Бергаул, в целом, имеют более ювенильный состав, чем поздние (соответственно более молодые) фазы [1, 2, 3, 4, 5], (рис. 1).

Присутствие ксеногенных цирконов, понижение значений  $\epsilon_{Nd}(t)$ ,  $\epsilon_{Hf}(t)$  и высокие значения  $\mu$ , при невысоких значениях  $\delta^{18}O$  (Zrn)ср. +5.5 SMOW, ‰ [9], а также наблюдаемые особенности химического состава более молодых санукитоидов (2я группа), являются свидетельством их контаминации породами ТТГ состава, слагающими значительную часть архейской коры Фенно-Карельской провинции.

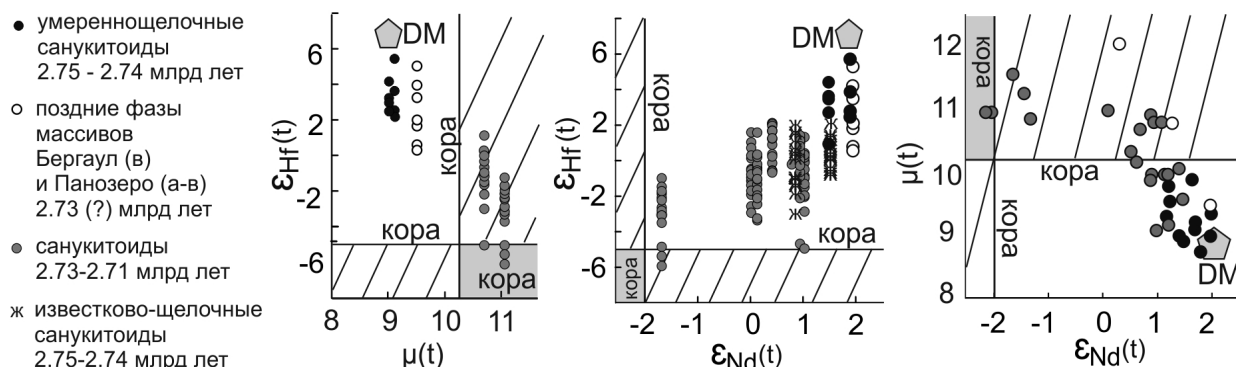


Рис. 1. Изотопно-геохимические характеристики санукитоидов Фенно-Карельской провинции, исходные данные взяты из [1, 2, 3, 5, 9, 11]

Расчеты с помощью метода [10] показали, что изотопный состав Nd большинства санукитоидов 2й группы, а также некоторых поздних фаз массивов 1й группы можно получить при смешении мантийных санукитоидных расплавов, частично претерпевших фракционную кристаллизацию, с корой ТТГ-состава в соотношении от 10:1 до 7:3 [1]. Эти результаты подтверждаются расчетами масс-баланса по главным и редким элементам.

Таким образом, различия в составе между ранними и поздними санукитоидами могут быть связаны с разной степенью коровой контаминации.

Обобщение всех имеющихся данных позволяет восстановить следующую последовательность событий.

2.75–2.74 млрд лет назад произошло внедрение первых умереннощелочных санукитоидных (массивы Эльмус, Панозеро, Хижъярви и др юго-восток кратона) и щелочных (массив Ликаманнико, запад кратона [12]) интрузивов в верхние уровни коры Фенно-Карельского кратона. Они характеризуются высокой степенью обогащения некогерентными элементами при высоком значении индекса  $mg\#$  и в большинстве своем сохраняют мантийные изотопные характеристики. Подчиненное значение имеют санукитоиды известково-щелочной серии (массивы Куйттила, Тасанваара, Чалка, юг кратона).

2.73–2.71 млрд лет: становление санукитоидов преимущественно известково-щелочного состава, имеющих многочисленные признаки коровой контаминации (массивы западной части кратона, Кольской провинции). Возможно, на этом же этапе завершается формирование поздних фаз массивов 1й группы (Панозеро и Бергаул).

2.71–2.6 млрд лет на всей территории Балтийского щита происходит становление гранитоидов, процессы мигматизации, гранитизации и высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой – гранулитовой фаций. Гранулитовый метаморфизм накладывается на массивы санукитоидов: Нильсия, Койтере, Тулос, Тулома и др). Завершается этап формированием щелочных комплексов в блоках Раутаваара, Кейвский, Мурманский.

Таким образом, в начале неогархей вся литосфера Балтийского щита испытала мощный прогрев, который привел к ее плавлению на разных уровнях. Мантийный тепловой поток, вероятно, сопровождающийся флюидным потоком, сначала спровоцировал плавление участков «метасоматизированной» мантии и генерации санукитоидных и щелочных расплавов. Прогрессивный прогрев литосферы от нижних к верхним слоям со временем привел к частичному плавлению пород коры. Возрастание доли корового магматизма по отношению к мантийному, выразилось в описанной выше постепенной смене породных ассоциаций. Весьма вероятно, что в таких условиях мантийные расплавы могли при поднятии частично смешиваться с коровыми расплавами. Этим может быть объяснено то, что более молодые санукитоиды в большей степени испытали коровую контаминацию во время внедрения и кристаллизации, чем ранняя возрастная группа.

## Литература

1. Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники. Канд. дисс. - ия. С.-Петербург, 2014. 209 с.

2. Егорова Ю.С., Адамская Е.В. Новые данные об Lu-Hf изотопной системе цирконов санукитоидов восточной части Фенно-Карельской провинции Балтийского щита. Мат-лы IV межд. научно-практической конф. памяти А.П. Карпинского. СПб: ВСЕГЕИ, 2015. С. 427–430.
3. Егорова Ю.С., Лобиков А.Ф. Изотопный состав свинца и неодима санукитоидов Карелии как свидетельство их гетерогенной природы // Доклады АН. 2013. Т. 453. № 2. С. 196–200.
4. Ларионова Ю.А., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.
5. Лобач-Жученко С.Б., Саватенков В.М., Коваленко А.В., Чекулаев В.П., Гусева Н.С. Характеристика мантийного источника архейского источника архейского Панозерского массива (Карелия) по данным изотопно-геохимических исследований пород и минералов // Геохимия. 2010. №4. С. 390–405.
6. Лохов К.И., Егорова Ю.С., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Гусева Н.С., Астафьев Б.Ю. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из архейских санукитоидных интрузий Карелии: к проблеме мантийного флюида // Региональная геология и металлогения. 2008. № 36. С. 28–39.
7. Bibikova, E., Petrova, A. & Claesson, S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
8. Heilimo, E., Halla, J., Huhma, H. Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province // Lithos. 2011. V. 121. P. 87–99.
9. Heilimo, E., Halla, J., Andersen, T., Huhma, H. Neoarchean crustal recycling and mantle metasomatism: Hf–Nd–Pb–O isotopic evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield // Precamb. Res. 2013. V. 228. P. 250–266.
10. Jahn, B.M., Wu, F.Y., Chen, B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implications for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. V. 23. P. 82–92.
11. Kovalenko, A.V., Clemens, J.D., Savatkov, V.M. Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // Lithos. 2005. V.79. P. 147–160.
12. Mikkola P., Salminen P., Torppa, A., Huhma, H. The 2.74 Ga Likamännikkö complex in Suomussalmi, East Finland: lost between sanukitoids and truly alkaline rocks? // Lithos. 2011. V. 125. P. 716–728.

## ГЛАВНЫЕ РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРЕЛИИ

Ивашенко В.И.

*ФГБУН Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, ivashche@krc.karelia.ru*

Термин «редкие металлы» не имеет канонического определения, а обосновывается большей частью историческими и экономическими предпосылками – с глубины веков считалось, что эти металлы не образуют крупных месторождений и высоких содержаний в руде. К настоящему времени для многих из них это не соответствует действительности. В число редких металлов включается 40–44 химических элемента [4, 8, 11], которые принято делить на 5 групп [11 и др.]: *легкие* (Li, Be, Rb, Cs); *рассеянные* (Ga, In, Sc, Ge, Cd, Se, Bi, Te); *редкоземельные* (Y, La и все лантаноиды); *тугоплавкие* (Zr, Hf, V, Nb, Ta, Re); *радиоактивные* (Fr, Ra, Ac, Po, Tk, Th, Pa, U и все трансураниевые элементы).

В Карелии известны рудные объекты Li, Be, In, Ce, La, Y, V, Nb, Ta, Re, U. Из них только Be, V, U в ранге месторождений. Проведенная нами рудно-формационная типизация осуществлялась только для редкометалльной минерализации, отвечающей по запасам и содержаниям категории месторождения и проявления (табл.). Вследствие этого, многие из известных, так называемых, «проявлений» оказались не соответствующими этому понятию. В особенности это касается редкоземельных элементов цериевой группы, руды которых по современным классификационным требованиям [8], характеризуются весьма высокими содержаниями (%): очень богатые – >10, богатые – 5–10, рядовые – 3–5, бедные – <3.

*Редкие земли.* В базе данных Республики Карелия (РК) зарегистрировано 20 проявлений Y. Исходя из современных научных достижений минералогии редкоземельных элементов [1, 3, 9] главные перспективы на иттриевые земли в Карелии могут связываться только с Ельтозерско-Тикшозерским щелочным комплексом и Салминским и Улягским анортозит-рапакивигранитными массивами. В щелочных пегматитах и метасоматитах Ельтозера содержания редких металлов достигают (%): Nb – 0,5%, Ta – 0,015, Y – 0,5%, La – 0,1%, Ce – 0,3%, Hf – 0,03, Zr – 1%, Be – 0,3% [7]. Граниты Улягского массива имеют повышенные содержания Y (до 0,41%), Ce, La, объясняющиеся наличием соответствующей минерализации (фергусонит, эшинит, бастнезит и др.). Крупномасштабность щелочно-габброидных и рапакивигранитных массивов предопределяет возможность нахождения в пределах площадей их распространения древних и современных рудоносных кор выветривания, имеющих наиболее высокие содержания редкоземельных элементов [1].



## XII Всероссийское петрографическое совещание

Редкоземельный рудный потенциал постороженного шошонитового магматизма Приладожья (Вуоксинско-Элисенварский комплекс), отличающегося резко выраженной Се-земельной (ортитовой) специализацией ( $\Sigma \text{Ce } 0,2 \rightarrow 1\%$ ), представляется невысоким.

Рудно-формационные типы редкометалльного оруденения Карелии

Группа	Класс	Рудно-формационный тип	Минеральный тип	Рудные объекты (содерж., %; ресурс. тыс. т)
Магматическая	Позднемагматический	Редкоземельно(Се,La)-фосфатный шошонитовый	Титанит-ортит-апатитовый	Элисенвара ( $\Sigma \text{Ce,La } 0,3 \rightarrow 1,0$ ) Акионсалми ( $\Sigma \text{Ce,La } \sim 0,2$ )
		Ванадий-титан-железородный базитовый	Ильменит-титаномангнетитовый	Пудожгорское (V 0,22; 720) Койкарско-Святонаволоцкое (0,18; 565) Елетьозеро (0,05; 50) Вялимяки (0,33; 430)
Пегматитовая	Флюидно-магматогенный	Редкометалльный (Nb,Ta,Zr,Ce,La) щелочноабброидный	Пироклор-циркон-колумбитовый	Елетьозерское-1 (Nb 0,13; 1,6; $\Sigma \text{Ce,La } 0,36$ ; 61,0) Елетьозерское (Nb до 0,35)
		Редкометалльный (Li,Be,Ta,Nb) гранитогенный	Сподуменовый Лепидолитовый Берилловый Танталит-колумбитовый	Вершинное (Ta 0,1; 0,13) Туоксярви (Li 0,5) Линнавара, Укса (Be до 5,0) Случайное (Ta,Nb 0,02; 0,7) Аськиярви (Ta 1,0 Nb 15,0)
		Редкоземельный (Ce,La,Y) гранитогенный	Эвксенитовый Ксенотимовый	Нуолайиниemi (Y 0,1) Кинаж (Y 0,07)
Альбитит-грейзеновая	Апоскарново-грейзеновый	Бериллиевый (с гранитами рапакиви)	Хризоберилл-гельвинитовый	ЮЗ Люпикко (Be 0,04; 3,8) Уксинское (Be 0,03; 14,0)
		Индий-полиметалльный (с гранитами рапакиви)	Сфалеритовый	Хопунвара (In 0,018; 0,6) Люпикко (In 0,008; 0,018)
	Альбититовый	Редкоземельный (Y)	Фергусонит-перовскитовый Ксенотимовый	Липчагское (Y 0,013; 25,5) Магорья (Y 0,1) Ю.Идельское (Y 0,1)
	Грейзеновый	Редкометалльный (Ta,Nb) (с гранитами рапакиви)	Танталит-колумбитовый	Хепаоя (Nb 0,03; Ta 0,01) Мюзилampi ( $\Sigma \text{Ta,Nb } 0,02$ ; 30) Камень Наволок (Nb 0,01)
Гидротермально-метасоматическая	Порфировый	Рений-медно-молибденовый с Au	Молибденитовый	Лобаш (Re* 0,005; 0,012) Ялонвара (Re* 0,015; 0,0075) Пяяваара (Re* 0,0006)
	Субщелочные приразломные метасоматиты	Редкоземельный (Ce,La,Y)	?	Берег, Длинное, Руокосалма ( $\Sigma \text{Ce,La } 0,8$ ; Zr до 0,25)
		Уран-благороднометалльно-ванадиевый	Роскоэлитовый	Падминская группа (V 1,4; 210)
Осадочная	Конгломератовый	Молибден-благороднометалльно-ванадиевый	Роскоэлит-V-биотитовый	Леппясюрья (V 0,15; 177) Ковадьярви (V 0,1; 89)
		Золото-редкоземельный (Y)	?	Пяля, Черный Наволок (Y до 0,22; Zr до 0,6)
		Золото-урановый	Торит-настуран-уранитовый	Маймьярви (U 0,08) Совдозеро, Пизанец (U 0,07) Лобаш (U 0,06)
Эпигенетическая	Инфильтрационный	Урановый типа несогласий	Коффинит-настурановый	Карку (U 0,13; 6,8)
		Уран-битумный (в кварцитопесчаниках)	Коффинит-настуран-антракослитовый	Птицефабрика (U 0,06; 1,4)

Примечание. Re\* – содержание, г/т в молибдените; таблица составлена с использованием данных Карельской ГЭ и ФГУП «Невскгеологии».

Широко распространенные на территории Карелии проявления редких металлов в пегматитах – как правило, комплексные, с низкими содержаниями и незначительными ресурсами. Изредка встречаются жилы с очень высокими концентрациями этих металлов, проведение прогнозно-металлогенической оценки которых представляется целесообразным. В первую очередь это проявления Аськиярви и Визиполуостров в Лоухском районе, имеющие по данным бороздowego опробования высокие содержания (%) Nb (15–20), Ta (1), Y (2–3), Zr (2–10), U (1,3–1,9), Th (1,2) [10].

Неясным остается формационная и генетическая принадлежность гидротермально-метасоматического редкометалльного оруденения в зонах дробления – проявления Хирсимяки (Nb – до 0,2%, La, Ce – до 0,15%), Пюттмяки (Nb – до 0,7%, Zr – до 0,3%, Y – до 0,3%, Sc – до 0,1%), Кореное (Y – 0,2%, Zr – 0,3%) и др. в Приладожье, вероятно, связанные с гранитами рапакиви Салминского массива. Этот массив по современным данным [6] относится к анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитной ассоциации, в мировых

масштабах продуктивной и на Zr-TRE (месторождения Стремигородское, Азовское и др. в Украине) и, соответственно, может иметь аналогичные металлогенические перспективы.

**Бериллий.** В базе данных РК насчитывается 17 проявлений бериллия, в большинстве своем не представляющих экономического интереса. Наиболее значимые ( $C_2 - 2,4$  тыс.т.,  $P_1+P_2 - 15,3$  тыс.т.) [7] из них – апоскарновые и грейзеновые (Хопунваара, ЮЗ Люпикко, Уксинское) находятся в Приладожье. Они связаны с Салминским массивом рапакиви.

**Тантал, ниобий.** В базе данных РК числится 21 проявление Ta-Nb минерализации. Наиболее крупными из них и, вероятно, перспективными являются (Fe,Ti,P,Ta,Nb,TRE) проявления в связи с Елетьозерско-Тикшеозерским щелочно-магматическим комплексом ( $P_1+P_2 - 4$  тыс. т.), гранитами рапакиви Салминского и Улягского массивов (пр. Мюзилампи,  $P_1+P_2 - 38,8$  тыс. т., Хепооя и др.) и фельдшпатолитовыми метасоматитами (Липчагское,  $P_1+P_2 - 9,4$  тыс. т., Берег, Гора и др.) [7].

**Редкие щелочи.** В базе данных РК в настоящее время учтено 15 проявлений Li, Rb, Cs. Потенциально перспективными на литий могут быть, вероятно, только кварц-альбитовые и альбитовые метасоматиты в связи с литий-фтористыми гранитами Салминского и Улягского массивов рапакиви (Валкеалампи, Люпикко и др.). Доизучение требуется также для Яндомозерского проявления в Медвежьегорском районе, где в зонах слюдизации и карбонатизации по доломитам установлены содержания Li 0,2–2,0% [10].

**Индий.** В скарновых рудах Питкярантской группы месторождений установлены высокие содержания индия (до 605 г/т) и собственный минерал индия – рокезит ( $CuInS_2$ ) [5, 12]. Главным минералом-носителем индия, как и в других регионах мира, является индийсодержащий сфалерит (In до  $>1,0\%$ ). Средние содержания индия в рудах Питкяранты (~100 г/т), во много раз превышают таковые в месторождениях России (Урал – 10–24 г/т), где добывается в настоящее время данный металл. Учитывая прямую корреляционную зависимость между содержаниями In и Zn в Питкярантских месторождениях прогнозные ресурсы индия здесь могут достигать 2400 т [5].

**Рений.** В молибденитах Карелии максимальные содержания рения – 420 г/т [2]. Промысленно-значимыми рудными объектами на рений могут быть только Cu-Mo-порфировые месторождения Лобаш и Ялонваара с содержаниями рения в молибденитах (г/т) 20–70 [2], 50–246 и прогнозными ресурсами – 12 т и 7,5 т, соответственно.

**Уран.** Известно два экономически значимых месторождения урана (табл.), детально охарактеризованных в многочисленных публикациях. Кроме того, имеется ряд перспективных проявлений с уран-благородно-металльной минерализацией (Ладожская и Куолаярвинская структуры), по геологическим и минеральным особенностям имеющих признаки сходства с уникальным (содержания Au – до 33, 2 кг/т, U – 56,6%) уран-золоторудным месторождением Ромпас в палеопротерозойском сланцевом поясе Перяпохья в Финляндии.

**Ванадий.** Основные ресурсы ванадия сосредоточены в Онежском рудном районе – месторождения Падминской группы (556 тыс. т) и Пудожгорского комплекса (1,5 млн т) и частично в Приладожье – проявления Леппясюрское (400 тыс.т) и Ковадьярвинское [7].

Территория Карелии, не смотря на многообразие проявленного в ее пределах редкометалльного оруденения, с учетом мировой конъюнктуры на этот вид минерального сырья имеет реальные металлогенические перспективы только на V, U, Re, In, Nb.

## Литература

1. Бавлов В.Н., Комин М.Ф., Усова Т.Ю. Программа изучения и воспроизводства минерально-сырьевой базы редких металлов России // Разв. и охр. недр. 2006. №9–10. С. 6–13.
2. Богачев В.А., Петров С.В., Пиеничникова Е.П., Филиппов Н.Б. Осмий и рений в молибденитах гранит-порфировых проявлений Карелии // Минерал. 1999. № 1. С. 13–15.
3. Быховский Л.З. Реальные, потенциальные и перспективные источники редкоземельного сырья в России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2014. №4. С.3–12.
4. Дробот Д.В., Буслаева Т.М. Редкие и платиновые металлы в XX–XXI вв. // Рос. хим. журн. 2001. Т. XLV, № 2. С. 46–55.
5. Иващенко В.И., Валкама М., Сундبلاد К., Голубев А.И., Алексеев В.Ю. Новые данные по минералогии и металлогении скарнов Питкярантского рудного района // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 229–233.
6. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
7. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: 2005. 278 с.
8. Минеральное сырье. Под редак. В.П.Орлова. Краткий справочник. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 302 с.
9. Середин В.В. Новый метод первичной оценки перспективности редкоземельных руд // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 5. С. 475–480.
10. Солдатенко В.Е., Колбин В.А., Пуминов Я.А., Бойко Н.Г. Регистрационная карта полезных ископаемых Республики Карелия по результатам работ ГП «Невскегеология». Отчет. Петрозаводск, 1999. 216 с. Фонды ТГФ Республики Карелия.
11. Твердохлебова Т.В., Усова Е.А. Экономическая глобализация и проблемы национальной и международной безопасности // Проблемы современной экономики. 2011. № 4. С. 34–37.
12. Valkama M. An ore petrological and geochemical study of the polymetallic skarn ores at Pitkäranta. Geology and mineralogy. Master's Graduate Thesis. University of Turku. Department of Geology. Faculty of Mathematics and Science. 2009. 85 p.

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОВЫЕ ПЕСКИ (КАРЕЛИЯ)

Ивашенко В.И., Фролов П.В.

ФГБУН Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, ivashche@krc.karelia.ru

Золоторудный объект Новые Пески [10], расположен в южной части Ведлозерско-Сегозерского зелено-каменного пояса, в 600–700 м севернее оз. Шотозеро. В связи с плохой обнаженностью данной площади он долгое время не изучался и только после геолого-разведочных работ ООО «Онего-золото» (2007–2011 гг.) с утверждением в ГКЗ запасов категории С<sub>2</sub> в количестве: руды – 230 тыс т, золота – 1077 кг [14], на месторождении стали проводиться детальные исследования [6, 9].

Согласно [1, 10] месторождение Новые Пески локализовано в амфиболитах шотозерской толщи лопия, слагающих Улялегскую зеленокаменную структуру (3х20 км), «срезаемую» на юге одноименным массивом гранитов рапакиви (~1,54 млрд лет). Золото-арсенидно-сульфидное оруденение контролируется субмеридиональной зоной рассланцевания. В рудно-формационном аспекте месторождение рассматривалось как гидротермальное золото-сульфидно-арсенидитовое в жильных маломощных зонах пологого и крутого падения, связанных с Улялегским массивом гранитов рапакиви [10], относилось к формации медьсодержащих сульфидизированных метасоматитов зон дробления [7] и к золото-сульфо-арсенидному гипо- и мезотермальному типу в сдвиговых зонах при участии «поздних архейских гранитов» [6]. Естественно, такие разночтения в генетических интерпретациях не могут не сказаться на эффективности дальнейших геологических изысканий по наращиванию запасов золота на месторождении, без чего промышленное освоение его представляется крайне проблематичным.

Проведенными нами минералого-геохимическими и петрологическими исследованиями в совокупности с систематизацией и анализом результатов предшествующих работ в районе месторождения [1–3, 6, 9, 10] подтверждается сложный характер соотношений здесь различных рудоконтролирующих факторов и обосновывается полигенно-полихронное происхождение золотоносных метасоматитов с вероятным активным влиянием гранитов рапакиви. Минеральный состав золоторудоконтролирующего комплекса (амфиболиты, скарноиды) и рудной минерализации на месторождении оказался более сложным (табл.), чем считалось ранее [1, 6, 10]. Амфибол представлен четырьмя минеральными видами (рис. 1), характеризующимися высокой железистостью (преимущественно Fe/(Fe+Mg) = 0,7–0,8). Из этих амфиболов по времени образования в рудных метасоматитах самыми поздними являются ферроактинолит и грюнерит.

Минералы месторождения «Новые Пески»

	Главные	Второстепенные	Редкие	Благородных металлов
Рудные	Арсенипирит $FeAsS$ Леллингит $FeAs_2$ Пирит $FeS_2$	Пирротин $Fe_{1-x}S$ Халькопирит $CuFeS_2$ Сфалерит $(Zn,Fe)S$ Галенит $PbS$ Ильменит $(Fe,Mn)TiO_3$ Магнетит $Fe_3O_4$ Глаукодит $(Fe,Co)AsS$ Фармакосидерит $KFe_4(AsO_4)_3(OH)_4 \cdot 6H_2O$	Висмут самород. $Bi$ Висмутин $Bi_2S_3$ Заварицит $BiOF$ Шеелит $CaWO_4$ Вольфрамит $FeWO_4$ Хедлейит $Bi_7Te_3$ Мозговаит $PbBi_4(S,Se)_7$ Халькозин $Cu_2S$ Герсдорфит $NiAsS$ Кобальтин $CoAsS$ Со-пентландит $(Ni,Co)_5Fe_4S_8$ Барит $BaSO_4$ Ва-фармакосидерит $Ba_{0.5}(Fe,Al)_4(AsO_4)_3(OH)_4 \cdot 5H_2O$	Золото самород. $Au$ Электрум $Au_{0.7-0.3}Ag_{0.3-0.7}$ Мальдонит $Au_2Bi$ Джонассонит $AuBi_5S_4$ Висмут самород. с $Au$ 12%
Породообразующие минералы: главные – амфибол (железистая роговая обманка, феррочермакит, ферроактинолит, актинолит, грюнерит), кварц, хлорит (брунsvигит, шамозит), альбит, гранат (альмандин-гроссуляр), эпидот, цоизит, плагиоклаз (олигоклаз-андезин); второстепенные – пироксен (ферроавгит, ферропиконит); редкие – ортоклаз, серицит, кальцит, стильпномелан.				
Акцессорные минералы: F-апатит, монацит, титанит, циркон.				
Гипергенные минералы: гетит, гидрогетит, скородит, зикаит, прайзингерит, бисмит.				

Таковую же высокую железистость имеют и пироксены (рис. 2а), варьирующие по составу от ферропиконита к ферроавгиту, и хлориты (брунsvигит-шамозит). Высокожелезистый тренд темноцветных минералов в метасоматитах месторождения сопоставим с таковым для соответствующих минералов гранитов рапакиви. Гранаты относятся к смешанному пиральспит-уграндитовому ряду (рис. 2б) с высоким содержанием гроссулярового минала (20–50%) и крайне низкими – пиропового и андрадитового компонентов. Соответственно особенностям минерального состава значения РТ-параметров образования рассматриваемых метасоматитов

по разным термобарометрам (Аранович, 1977; Плюснина, 1986; Schmidt, 1992; Ravna, 2000; Kretschmar, Scott, 1976; Krogh, 1988; Caritat, 1993) существенно варьируют: Amf-Pl ( $P = 4,8-6,2$  кб,  $T = 520-560$  °C); Gr-Amf ( $T = 585-748$  °C); Gr-Cpx ( $T = 575-670$  °C); Gr-Ep ( $T = 480-600$  °C); Amf<sub>Al</sub> ( $P = 1,4-8,2$  кб); Hl ( $T = 210-350$  °C); Ару<sub>As</sub> ( $340-620$  °C), свидетельствуя, по-видимому, о полигенно-полихронном формировании минеральных парагенезисов.

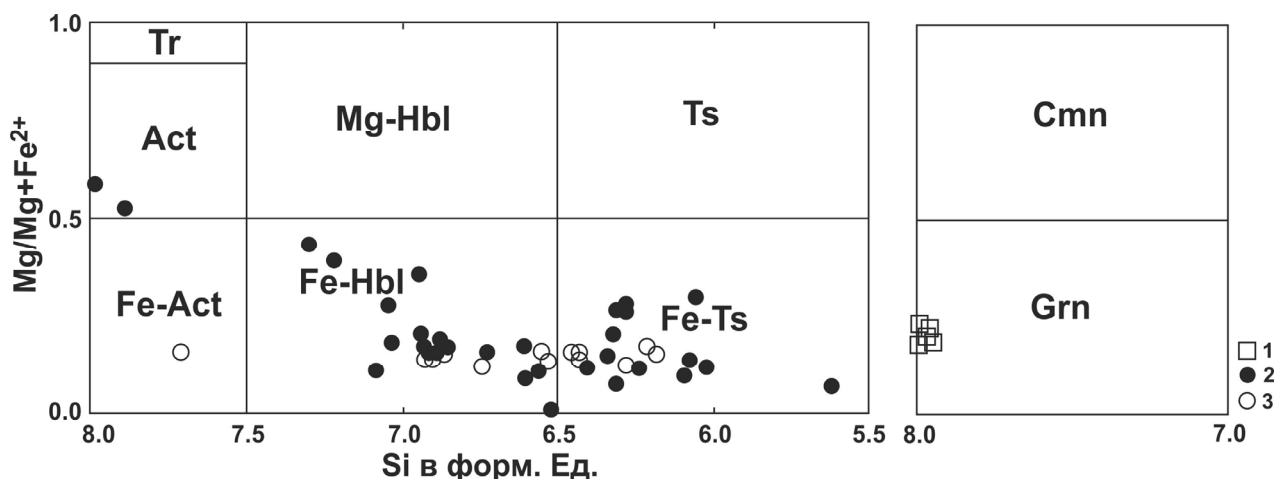


Рис. 1. Амфиболы золотоносных метасоматитов месторождения Новые Пески.

1 – Mg-Fe амфиболы; 2, 3 – Са-амфиболы (3 – по данным [6]).

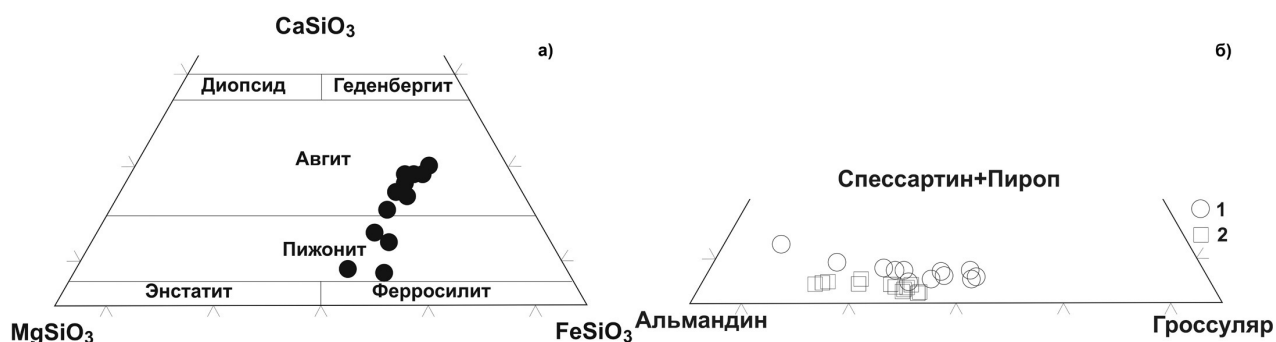


Рис. 2. Пироксены (а) и гранаты (б) золотоносных метасоматитов месторождения Новые Пески.

1 – данные авторов, 2 – данные [6]

Кроме отмечавшейся рудной минерализации [1, 6] на месторождении установлено несколько ранее неизвестных здесь минералов (табл.), часть из которых (фармакосидерит, вольфрамит, заварицит, висмутин, Au-содержащий висмут самородный и др.) имеет важное генетическое значение. Вольфрамит, шеелит, F-апатит – характерные гранитофильные минералы, типоморфные для улягских рапакиви, выходящих на дневную поверхность в ~2 км от месторождения Новые Пески. Согласно результатам исследований контактового метаморфизма и расчетам теплового экзоконтактового ореола около гранитных интрузий [8, 11] рассматриваемое месторождение находится в зоне температурного воздействия Улягского массива рапакиви, где температура достигала 400–500 °C. О сильном и масштабном температурном прогреве экзоконтактовой зоны данного массива с образованием роговиков и скарноидов отмечалось многими исследователями [3, 4, 10]. Признаки распространения высокотемпературного теплового поля (перемангничивание пород при  $T > 500$  °C) от гранитов рапакиви на расстояние более 50 км инструментально зафиксированы С. Мертанен [13].

Область температурной устойчивости ряда рудных минералов (висмут самородный, мальдонит, хедлейит, заварицит, фармакосидерит) золотоносных метасоматитов месторождения значительно ниже 400° C и, соответственно, они не могли быть образованы до внедрения гранитов рапакиви. По данным минераграфических исследований эти минералы – одни из самых поздних в изучавшемся рудном комплексе. Фармакосидерит ассоциирует с «крупным» золотом самородным, замещая леллингит. Заварицит развивается по висмуту самородному. Висмутин отчетливо замещает золото самородное, корродируя его и формируя реакционные каймы. Висмутовые минералы на месторождении являются главными минералами-спутниками золота, а наличие среди них мальдонита и золотосодержащего висмута самородного (Au – до 12%) может быть свиде-

тельством проявления здесь инициируемого рапакиви рудного процесса, соответствующего модели LBCM (Liquid Bismuth Collector Model) [12]. Согласно этой модели висмутовый расплав в силу своего высокого сродства к золоту выступает в качестве его эффективного коллектора, полностью экстрагируя растворенное золото из гидротермального флюида и впоследствии начинает кристаллизоваться при температуре 371° С с образованием мальдонита. Висмутовая минерализация в связи с гранитами рапакиви широко распространена в скарновых рудах Питкярантской группы месторождений [5] и в ранге рудопроявления известна непосредственно в Улягском массиве рапакиви [2], в экзоконтакте которого известны также другие низкотемпературные проявления – сульфосольные (буланжерит, фюлепит) и «Реальгаровое» [2]. Минералогическими признаками участия гранитов рапакиви в заключительных стадиях формирования месторождения Новые Пески, вероятно, являются заварикит – BiOF (вторая находка в Карелии после Питкяранты) и фармакосидерит, отражающие фторидную и калиевую специфику наиболее поздних гидротермально-метасоматических преобразований на месторождении.

Установленные признаки вероятного участия гранитов рапакиви Улягского массива в окончательном формировании золоторудного месторождения Новые Пески предопределяют при проведении геолого-поисковых и разведочных работ на золото в обрамлении данного массива целесообразность разработки нового поискового комплекса, учитывающего это обстоятельство.

### Литература

1. *Горошко А. Ф.* Вопросы геологии и металлогении южной части Карельского геоблока (на примере Хаутаваарской гранит-зеленокаменной структуры) // Геология Северо-Запада Российской Федерации. СПб.: 1993. С. 171–192.
2. *Горошко А. Ф.* Отчет о результатах поисково-картировочных работ на золото в центральной и южной частях Хаутаваарско-Ведлозерской зеленокаменной структуры, проведенных в 1990–95 гг. Петрозаводск. 1998. Фонды ТГФ.
3. *Желудовский Ю.С., Озеров И.М., Рохлин М.И., Сафронов Н.И.* Геология и полезные ископаемые Туломозерско-Совдозерского района Ю-З Карелии. Петрозаводск: 1937. 184 с.
4. *Иващенко В. И.* Скарновое оруденение олова и вольфрама южной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 240 с.
5. *Иващенко В.И., Валкама М., Сундблад К.и др.* Новые данные по минералогии и металлогении скарнов Питкярантского рудного района // Доклады РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 229–233.
6. *Кулешевич Л. В., Тытык В. М.* Метаморфогенно-метасоматические преобразования и Au-S-As минерализация месторождения Новые Пески (Южная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 17. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. С. 59–73.
7. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: 2005. 278 с.
8. *Реввердатто В.В.* Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 272 с.
9. *Ручьев А. М., Нилов М. Ю.* Золото\_сульфидное проявление «Новые Пески»: рудоконтролирующие сдвиговые дислокации и их геофизические признаки // Тр. КарНЦ РАН. № 1. 2014. С. 90–102.
10. *Сиваев В. В., Горошко А. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые Улягского массива гранитов рапакиви и его обрамления: Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000... Петрозаводск. 1988. Фонды ТГФ.
11. *Barton M., Kerrick, D.M.* Contact Metamorphism // Reviews in Mineralogy. 1991. V. 26, P. 723–847.
12. *Douglas N., Mavrogenes J., Hack A., England R.* The liquid bismuth collector model: an alternative gold deposition mechanism // AGC Abstr. 2000. V. 59. P. 135.
13. *Mertanen S., Eklund O., Shebanov A. et al.* Palaeo- and Mesoproterozoic dyke swarms in the Lake Ladoga area, NW Russia – palaeomagnetic studies // Dyke Swarms – Time Markers of Crustal Evolution. London: Taylor & Francis Group, 2006. P. 63–74.
14. [http://pryazha.karelia.info/1291036233/gornopromishlennii\\_kompleks.html](http://pryazha.karelia.info/1291036233/gornopromishlennii_kompleks.html)

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЦИРКОНЫ-ИНДИКАТОРЫ МАГМАТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СРЕД МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ПАЛЕОАРХЕЕ-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

**Кожевников В.Н.**

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, г.Петрозаводск, kozhevnikov@igkrc.ru*

При сопоставлении геологической истории архейских кратонов Земли обнаруживается некоторая специфика Карельского кратона, определяемая отсутствием признаков хадей-эоархейских процессов формирования древнейшей континентальной коры, представленных в других регионах породными комплексами или детритовыми цирконами этого возраста, а также отсутствие признаков проявления более древних, чем 2.8 млрд лет, гидротермальных поздне-постмагматических процессов, связанных с гранитоидным магматизмом. Именно эти процессы определили появление многочисленных, в том числе крупнейших, золоторудных

месторождений в зеленокаменных поясах, что является глобальной металлогенической спецификой архея в кратонах Канады, Австралии, Южной и Западной Африки и др. Для более полной реконструкции геологических процессов в архее региона с учетом этих двух аспектов было проведено изучение обломочных цирконов из кварцевых пород в архейских и палеопротерозойских супракрустальных разрезах и гидротермальных цирконов из магматических рудоносных пород в нескольких пунктах Карельского кратона. Исследование проводилось с использованием комплекса локальных методов изучения морфологии, минеральных включений, изотопных возрастов и микроэлементной геохимии цирконов.

Принципиально новые результаты по изотопной хронологии, микроэлементной геохимии и минералогии включений в детритовых цирконах из палеопротерозойских и архейских кварцевых аренитов позволили впервые получить информацию о древнейшем хадей-эоархейском веществе в Восточной Фенноскандии – цирконах с конкордантными возрастными 3871.5±38.6 и 3837.2±42.1 млнлет и выделить несколько популяций зерен в интервале 3.6–3.4 млрд лет [1]. Отмеченная ранее [2] гидротермальная природа части мезоархейских зерен цирконов из кварцитов в уникальной для архея Фенноскандии платформенной стратотектонической ассоциации в разрезе интракратонного Маткалахтинского зеленокаменного пояса нашла подтверждение как в характере нормированных по хондриту C1 кривых содержания в этих цирконах REE, так и в аномально высоких содержаниях в них других микроэлементов [3].

При изучении изотопных возрастов детритовых гидротермальных цирконов во временном интервале 3.4–2.61 млрд лет впервые было выделено несколько гидротермальных событий, с некоторыми из которых, судя по результатам качественного определения золота на энергодисперсионном микроанализаторе, было связано присутствие во флюиде золота. Гидротермальное изменение цирконов зафиксировано либо как дискретное событие, оторванное от кристаллизации магматического циркона на 135 млнлет, либо как результат взаимодействия магматического циркона с поздне-постмагматическими растворами / флюидами. Так, интервал в 10 млнлет между определенными возрастными свежих и измененных доменов в гетерогенных зернах циркона может рассматриваться как длительность функционирования подобных автогидротермальных систем.

Важное значение для оценки времени низкотемпературных, возможно, связанных с эпитептермальными процессами событий приобрело датирование архейских цирконов, содержащих сингенетичные включения алюмогидрофосфатов из группы алуниита (гойяцит-горсейксит-флоренсит-плюмбогумит). Такие включения были обнаружены в архейских детритовых цирконах трех поколений – 3.0–2.87, 2.78–2.74 и 2.7 млрд лет [4]. Золоторудная специфика разрушавшихся архейских кварцевожилых систем подтверждена находками микровключений самородного золота в архейском детритовом материале – кварце и цирконе, из архейских, сумийских и ятулийских кварцитов и конгломератов [4]. Получены принципиально новые для раннего докембрия Фенноскандинавского щита данные по прецизионной геохимии гидротермальных цирконов из палеопротерозойских богатых кварцем обломочных пород-кварцитов и кварцевых конгломератов ятулия, в которых обнаруживаются признаки благороднометалльного (золото и серебро), оруденения (Педролампи, Воронов Бор, рудник Воицкий). Так, в нормированных по хондриту C1 распределениях REE в цирконах было обнаружено проявление лантаноидных тетрадных эффектов M- и W-типов. Это явление в породах и минералах обычно связывают с обилием во флюиде галогенов-хлора и фтора, которые являются важными минерализаторами в рудных, в том числе, благороднометалльных процессах. В сочетании с другими признаками роста цирконов в присутствии флюида, обогащенного золотом, серебром и элементами-спутниками благородных металлов, тетрадные эффекты в цирконах являются важными признаками их гидротермальной природы.

Как показал собственный опыт изучения обломочных цирконов из кварцевых аренитов-богатых кварцем обломочных пород, а также многочисленные исследования таких цирконов, выполненные, практически, на всех континентах, они, будучи полигенными, полихронными и устойчивыми при механическом и химическом выветривании, являются наиболее полным носителем информации о разрушавшихся источниках. В условиях докембрия такими источниками являлись все компоненты континентальной коры, в которых циркон является важным аксессуарным минералом. Для того, чтобы найти возможные аналоги гидротермальных цирконов из палеопротерозойских кварцевых аренитов, несущих признаки продуктов разрушения благороднометалльных кварцевожилых систем, были выполнены исследования цирконов из массивов «внутренних» гранитоидов (массивы Таловейс, Центральный и Ниэмиярви в Костомукше, массив Центральный в Хаутавааре). Другим возможным источником гидротермальных цирконов для ятулийских кварцитов могли являться метаморфизованные палеопротерозойские базит-гипербазитовые интрузии, с которыми связано платинометалльное с золотом оруденение [5, 6]. Изучение типоморфизма гидротермальных цирконов из известных объектов с благороднометалльным оруденением представляет интерес как с позиции ретроспективного анализа древних рудогенных процессов в истории Земли, так и с позиции региональной металлогении, поскольку дает возможность продатировать возраст/ы рудогенного/ых процесса/ов, оценка которых нередко является предметом дискуссий.

Полученные на сегодняшний день результаты изучения цирконов из одного из таких объектов – горизонта рудных (Pt-Pd+Au) амфиболитов в расслоенном базит-гипербазитовом массиве Травяная Губа, позволили: – выделить две ассоциации гидротермальных цирконов и амфиболов, сформированные в ходе длительно-

го гидротермального процесса; – установить, что многофазные включения сложных соединений платины и палладия обнаруживаются в крупных амфиболах поздней, более низкотемпературной генерации, с которыми ассоциируют крупные зерна гидротермального циркона; – наметить связи в группах элементов с редкоземельными элементами и с золотом, откладывавшимся совместно с платиноидами [7].

Во всех изученных группах цирконов из объектов, с которыми были связаны благороднометалльные процессы, за исключением чисто гидротермальных цирконов из рудных амфиболитов, существуют непрерывные ряды зерен или их доменов от магматических, обладающих гранитоидными характеристиками, до гидротермальных с предельно высоким ( $\Sigma\text{REE}$  до  $10^5$  ppm) содержанием REE и сложными профилями нормированных их распределений. С аномально высоким содержанием лантаноидов в гидротермальных цирконах обычно сопряжено аномальное содержание других малых элементов – Au, Hf, Nb, Ta, U, Th, W, Ag, Cd, Pb, Ba, Sr, Te, Sb, хотя корреляционные связи между этими элементами в рядах «магматический → гидротермально-измененный → гидротермальный» циркон сложные, что, по-видимому, отражает эволюцию микроэлементного состава флюида по мере его остывания. Сопоставление полученных результатов с новейшими опубликованными данными показало, что по большинству геохимических характеристик магматические и гидротермальные домены в изученных зернах цирконов очень близки к цирконам из осадков тимискаминг и из фельзит-порфиоров в синформе Поркьюпайн, вмещающих крупные позднеархейские золоторудные месторождения Ramour и Hoyle Pond в Абитибии [8], а также цирконов из гранитоидов Yankee Lode и Boggy Plane, контролирувавших золоторудные процессы в Австралии [9].

Значительное сходство профилей аномального распределения REE в цирконах из ТТГ-комплекса Водлозерского мезоархейского палеократона [10] с их распределением в детритовых цирконах из неархейских и палеопротерозойских кварцитов и результаты изотопного датирования позволяют рассматривать эту структуру как наиболее вероятный источник обломочного материала для раннедокембрийских зрелых осадков.

Таким образом, в результате изучения гидротермальных цирконов из обломочных архей-палеопротерозойских пород на изотопно-возрастной шкале региона намечено положение нескольких гидротермальных событий в палео-неоархее, связанных с позднемагматическими и, возможно, поствулканическими процессами. В качестве доминирующего источника архейских и палеопротерозойских зрелых осадков выступали породы, близкие по составу к породам Водлозерского ТТГ-комплекса, продуктам его флюидной переработки и мезо-эпитермальным кварцевожильным гидротермальным системам с признаками золотого оруденения. Изучение гетерогенных цирконов из рудных объектов позволяет проследить эволюцию среды минералообразования в ходе длительного единого магмато-гидротермального или полиэтапного метаморфо-гидротермального процесса.

## Литература

1. Кожевников В.Н., С.Г. Скублов, Ю.Б. Марин, П.В. Медведев, Ю. Сыстра, В. Валенсия. Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // ДАН, 2010, т. 431, № 1, с. 85–89.
2. Кожевников В.Н., Н.Г. Бережная, С.Л. Пресняков, Е.Н. Лепехина, А.В. Антонов, С.А. Сергеев. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 3, с. 19–41.
3. Кожевников В.Н., С.Г. Скублов. Детритовые цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // ДАН, 2010, т. 430, № 5, с. 681–685.
4. Кожевников В. Н., Сафронов А. Н. Включения самородного золота и рудных минералов в обломочных цирконе и кварце из раннедокембрийских кварцитов и кварцевых гравелитов Карельского кратона // ДАН. 2012. Т. 444, № 2. С. 190–193.
5. Степанов В. С. Благороднометалльное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2001. Вып 4. С. 54–
6. Кулешевич Л. В., Земцов В. А. Минералогия благороднометалльных ильменит-титаномагнетитовых руд проявления Травяная Губа (Северная Карелия) // Записки РМО, 2009. № 5. С. 51–62.
7. Кожевников В.Н., В.А.Земцов. Гидротермальные цирконы из рудных амфиболитов массива Травяная губа, Северная Карелия // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. Серия «Геология докембрия», вып.1. 2014, с. 75–88.
8. Schneider D. A., Bachtel J., Schmitt A. K. Zircon Alteration in Wall Rock of Pamour and Hoyle Pond Au Deposits, Abitibi Greenstone Belt: Constraints on Timescales of Fluid Flow from Depth\_Profiling Techniques // Economic Geology. 2012. Vol. 107. P. 1043–1072.
9. Pettke T., Audetat A., Schaltegger U., Heinrich C. A. Magmatic to hydrothermal crystallization in the W\_Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia)–Part II: evolving zircon and thorite trace element chemistry // Chemical Geology. 2005. Vol. 220. P. 191–213.
10. Сергеев С. А., Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н.А., Толмачева Е. В., Бережная Н. Г., Матуков Д. И., Лохов К. И., Антонов А. В. Возраст и геохимические особенности цирконов древних гранитоидов р. Выг (Юго-Восточная Карелия) // Геохимия. 2008. № 6. С. 1–13.

# ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ).

Козловский В.М.

ИГЕМ РАН, Москва, bazil@igem.ru

Проведено сравнительное изучение геохимических изменений в амфиболитах и гнейсах Беломорского подвижного пояса (БПП), испытавших метаморфические преобразования в период палеопротерозойской (свекофеннской) тектонической активизации. Установлено, что большинство палеопротерозойских метаморфических процессов неизохимичны в отношении основных породообразующих и редких металлов, что ставит серьёзные ограничения на возможность реконструкции природы дометаморфического протолита.

Протолитом для палеопротерозойских метаморфических образований в БПП служили архейские и палеопротерозойские метаморфические и интрузивные комплексы: 1 – амфиболиты мафических зон, которые рассматриваются как древние (2.9–2.8 млрд лет) зеленокаменные пояса [1]; 2 – гнейсы, сформированные по интрузивному комплексу тоналит-трондьемит-гранодиоритов (ТТГ-гнейсы); 3 – раннепротерозойские интрузии габбро-норитов с возрастом 2.44–2.36 млрд лет [2]. Амфиболиты и гнейсы протолита характеризуются умеренно дифференцированным распределением лёгких РЗЭ и слабо и дифференцированным распределением тяжёлых РЗЭ (рис. 1 а). В этих породах повсеместно проявлена отрицательная европиевая аномалия. Наиболее широко проявленными свекофеннскими процессами, которые привели к существенным изменениям в минеральном и химическом составе амфиболитов и гнейсов, являлись высокобарный метаморфизм, региональная плагиомигматизация, двуполевошпатная мигматизация, вторичная амфиболизация и эпидотизация.

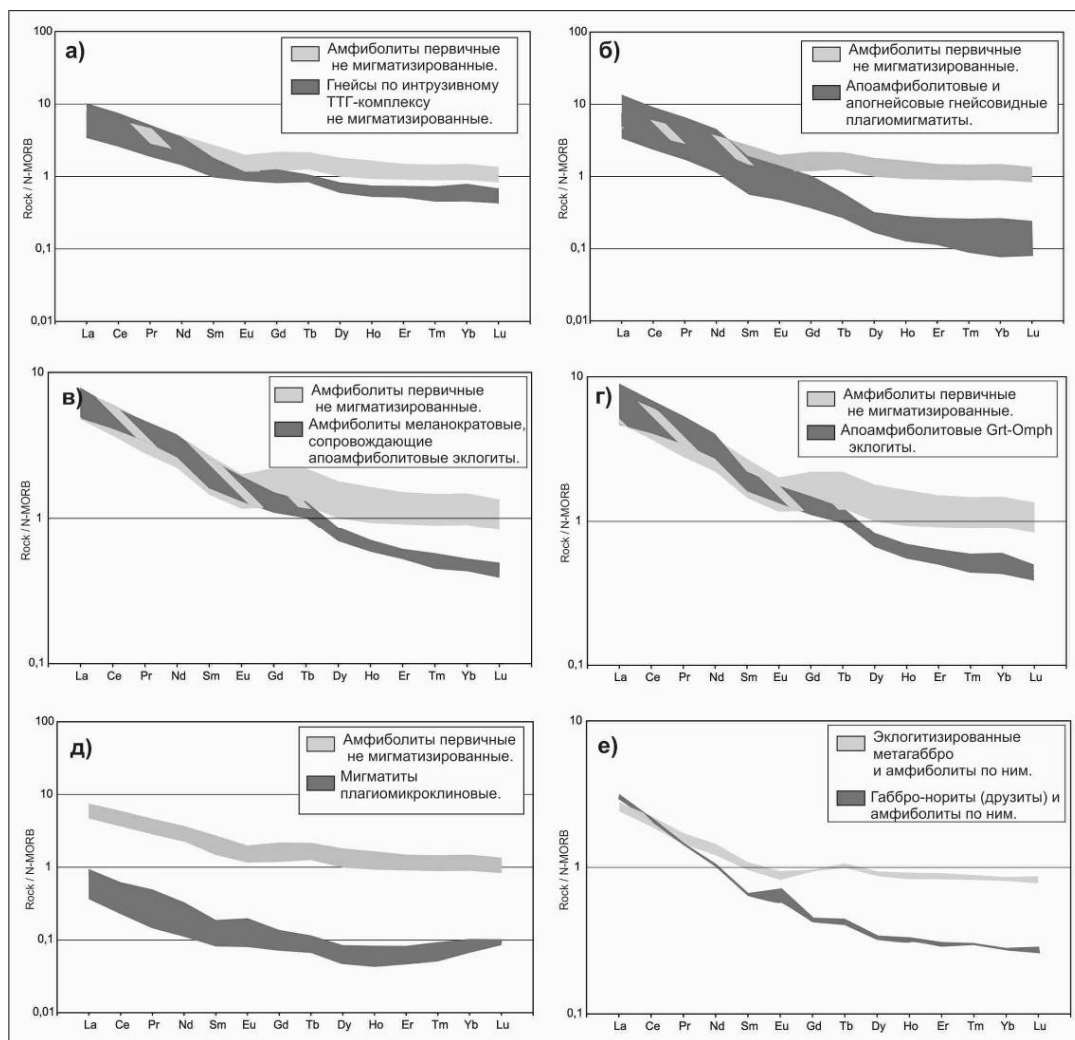


Рис. 1. Графики распределения редкоземельных элементов в различных метаморфических породах БПП



В ходе **высокобарного метаморфизма** по амфиболитам были сформированы эклогиты, гранат-авгитовые эклогитоподобные породы [3] и меланократовые гранат-амфиболовые породы, обеднённые плагиоклазом (меланократовые амфиболиты); по интрузиям габбро и габбро-норитов – эклогиты и высокобарные гранатовые амфиболиты [4–5]; по гейсам – гранат-авгитовые эклогитоподобные породы.

**Региональная плагиомигматизация** амфиболитов и гнейсов комплекса ТТГ привела к формированию неоднородной линзовидно-полосчатой мигматит-амфиболитовой толщи [6], лейкократовых биотитизированных линзовидных зон в гнейсах и многочисленных тел жильных плагиомигматитов.

Апоамфиболитовые и апогнейсовые гнейсовидные и жильные плагиомигматиты достаточно хорошо отличаются от немигматизированных гнейсов метаморфизованного интрузивного комплекса (ТТГ) и от амфиболитов протолита по характерному более дифференцированному распределению лёгких и тяжёлых РЗЭ (рис. 1 б). Кроме того, в отличие от гнейсов ТТГ-комплекса и от неизменённых амфиболитов, которые на большей части Балтийского щита обладают отрицательной европиевой аномалией [7], в плагиомигматитах отрицательная европиевая аномалия редуцирована или наблюдается тенденция к формированию положительной аномалии. Геологические наблюдения показывают, что именно субстратиформные гнейсовидные плагиомигматиты с характерным для них геохимическими особенностями занимают в пределах БПП весьма обширные площади. Ранее эти участки интенсивной плагиомигматизации не отличали от областей распространения ТТГ-гнейсов. Находки линз апоамфиболитовых эклогитов, сохранивших первичное субстратиформное залегание и не осложнённых тектоническим меланжем и поздней двуполевошпатовой мигматизацией, связаны только с обширными полями развития апоамфиболитовых и апогнейсовых гнейсовидных плагиомигматитов. Немигматизированные и слабо мигматизированные гнейсы содержат только линзы не-эклогитизированных амфиболитов.

Плагиомигматизация амфиболитов, гнейсов и габбро-норитов, а также эклогитизация амфиболитов и формирование сопровождающих эклогиты меланократовых амфиболитов протекает по единой схеме – обеднение тяжёлыми РЗЭ, незначительное обогащение лёгкими РЗЭ, редуцирование отрицательной и формирование слабой положительной европиевой аномалии (рис. 1 б, в, г). Однако, эволюция составов пород в отношении петрогенных компонентов при плагиомигматизации и эклогитизации амфиболитов протекает в противоположных направлениях. Поэтому, эклогитизацию и плагиомигматизацию амфиболитов мы, вероятно, можем рассматривать как два комплементарных процесса, а эклогиты и меланократовые амфиболиты – как базификаты, сопровождающие обширные поля развития плагиомигматитов.

Весьма вероятно, что наблюдаемая геохимическая эволюция амфиболитов, которая привела к формированию апоамфиболитовых эклогитов и плагиомигматитов инициирована фильтрацией метаморфического флюида. Характер изменения распределения редкоземельных элементов, выражающийся в выносе тяжёлых и привносе лёгких РЗЭ с увеличением отношений  $(La/Sm)_n$ ,  $(Gd/Yb)_n$  и  $(La/Yb)_n$  указывает, вероятно, на повышенную щёлочность этого флюида.

**Двуполевошпатовая (плагиомикроклиновая) мигматизация** гнейсово-мигматит-амфиболитового комплекса привела к сильному обеднению пород РЗЭ, в особенности – лёгкими РЗЭ (рис.1, д). При этом в микроклинизированных породах формируется отчётливая положительная европиевая аномалия. Вероятно, что подобное изменение в конфигурации распределения РЗЭ связано с инверсией флюидного режима метаморфизма с щелочного на более кислотный. Поэтому, широко проявленный процесс микроклинизации вмещающих пород, который сопровождает формирование жильных двуполевошпатовых мигматитов, делает микроклинизированные разновидности ТТГ-гнейсов и гнейсовидных плагиомигматитов мало информативными для изучения их первичной природы.

**Вторичная амфиболизация и эпидотизация** ранее образованных эклогитов, эклогитоподобных пород, амфиболитов и неэклогитизированных базитовых интрузий («чёрная» амфиболизация) не приводит к изменению конфигурации распределения РЗЭ (рис. 1 е). Это, вероятно, связано с невысокой щёлочностью (или кислотностью) флюида, не способного к экстрагированию и переносу РЗЭ.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 13-05-00339-а.*

## Литература

1. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск. Карельский научн. центр РАН, Ин-т. Геологии, 2008. 296 с.
2. Бибилова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. (2004) Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т 12. № 3. С. 227–244.
3. Козловский В.М. Высокобарические парагенезисы Беломорского подвижного пояса // Тез. докл. С-Пб.: СПбГУ, 2012. Т 1. С. 267–271.

4. Козловский В.М., Аранович Л.Я. (2010) Петрология и термобарометрия эцлогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 29–52.
5. Козловский В.М., Вирюс А.А. (2011) Автохтонные гранитоидные выплавки во флюидонасыщенных зонах деформаций Беломорского подвижного пояса. Доклады РАН. 2011. Т. 437. № 6. С. 798–802.
6. Козловский В.М., Русинов В.Л. Преобразование амфиболитов и фрактальная размерность мигматитов Беломорского комплекса как свидетельство синхронности и периодичности сдвиговых деформаций и мигматизации // Доклады РАН. 2008. Т. 419. № 6. С. 807–812.
7. Ветрин В.Р., Родионов Н.В., Серов П.А. Возраст, Sm-Nd систематика и геохимия тоналит-грондъемит-гранодиоритовых гнейсов северной части Балтийского щита // Доклады РАН. 2013. Т. 452. № 2. С. 190–195.

## ЧАРНОКИТИЗАЦИЯ БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАУЛЬТРАМАФИТОВ НА ПРИМЕРЕ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА: ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ, ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПОРОД И МИНЕРАЛОВ, Р-Т ПАРАМЕТРЫ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ

Кориковский С.П.<sup>1</sup>, Аранович Л.Я.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Механизм синметаморфического выплавления кислых магм в земной коре обычно рассматривается в рамках двух крайних моделей: **анатексиса в условиях закрытой системы**, когда главный фактор – рост  $T^0$ , и **анатексиса в открытой системе**, когда помимо  $T^0$ , важную роль играют Na-K-Si-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Cl-F флюиды глубинного генезиса. Воздействие флюидов нелегко установить при анатексисе кислых гнейсов, составы которых вполне конформны составу поступающих извне гранитизирующих флюидов, и потому анатексис гнейсов вполне может быть субзихимическим. Но при гранитизации/чарнокитизации меланократовых амфиболитов и Орх-Срх-Grt-гранулитов, из-за неравновесности их с K-Na-Si-содержащими флюидами, важная роль последних высвечивается с полной ясностью. В карело-кольском регионе свекофеннская (~ 1.9 млрд лет) гранитизация и чарнокитизация метабазитов происходят по однотипной модели [1, 2]: начинаясь с образования каемок метасоматических Olg-Anz, Kfs и Qz, замещающих с краев кристаллы Px, Hbl и Lbr-Btw, продолжается затем ростом порфировластов Olg и Kfs и появлением Qz-Fsp- и Fsp-прожилков, нарастанием общей дебазификации, ошелачивания и окварцевания метабазитов, привносом в них Na, K и Si и выносом Mg, Fe и Ca, превращением метабазитов в мезократовые, а затем в лейкократовые мигматиты, и завершается сначала частичным плавлением, с возникновением мигмы (смеси твердых частиц и расплава), а в финале – полным плавлением максимально лейкократизированных бывших амфиболитов и основных гранулитов, с выносом из них остатков Mg, Fe и Ca, избыточных по отношению к гранит-чарнокитовой эвтектике, и образованием *in situ* анатектического гранит/чарнокитового расплава – в зависимости от  $T^0$  и состава флюида.

Здесь рассматривается самый крайний случай: чарнокитизация Орх-Срх-Phl магнезиальных бедных Al метапироксенитов, не содержащих ни Pl, ни Qz, что позволяет проследить процесс при максимально возможном привносе-выносе вещества. Гомогенные, текстурно однородные метапироксениты слагают верх обнажения высотой 5–6 м, и ореол чарнокитизации, интенсивность которой усиливается вниз, в сторону флюидоподводящего канала, имеет ширину 6 метров. Метапироксениты не содержат магматических реликтов, все минералы метаморфические: 90–95% (Орх+Срх), и 5–10% Phl. Общая железистость породы ( $X_{Fe\ total}$ ) – 0.22, Орх 0.24, Срх 0.10, Phl 0.16 с примесью F до 0.7 мас. %.

Первые признаки воздействия флюидов проявляются в виде межгранулярных каемок Olg-Anz, Kfs или Qz, окружающих кристаллы Орх и Срх в интерстициях. Сначала сумма кварц-полевошпатовых новообразований не превышает 2–6%, но постепенно, в сторону источника флюидов их количество быстро нарастает, достигая 30–50%. Полевые шпаты и кварц разъедают и расщепляют крупные чешуйки Phl, замещают с краев зерна Орх и Срх (остающиеся внутри Pl, Kfs или Qz в виде мелких реликтовых фрагментов), и иногда «проедают» и глубоко расчленивают крупные зерна пироксенов, проникая в них в виде тончайших Fsp-, Qz-Fsp- или Qz-Bt секущих «прожилков». Нарастающая лейкократизация метапироксенитов сопровождается выносом из них Mg, Fe, Ca, Sr и Ni, и привносом K, Na, Si, Al, Ti и Sr, что отражает вариационная диаграмма составов пород. При этом за счет более интенсивного растворения и выноса Mg в сравнении с Fe, общая железистость пород постепенно повышается от 0.22 до 0.38. Синхронно, по этой же причине возрастает и  $X_{Fe}$  минералов – Орх до 0.42, Срх – до 0.27, Phl превращающегося в Bt – до 0.40 (с повышением примеси F до 1.32% при почти полном отсутствие Cl); но бронированные реликты магнезиальных минералов метапироксенитов еще сохра-

няются внутри нового Qz-Fsp-содержащего матрикса. Вместе с фельдшпатизацией возникают единичные зерна отсутствовавшей ранее роговой обманки, железистость которой, так же, как и содержание в Hbl K и суммы щелочей, нарастает по мере интенсификации процесса, выражаясь в смене эденитов ферропаргаситами. В результате меланократовые бесполовошпатовые и бескварцевые метапироксениты в интервале шириной около двух метров постепенно, метасоматическим путем превращаются в **мезократовые массивные Qz-Fsp-содержащие кристаллосланцы**, а прежний парагенезис  $\text{Orx}_{\text{Mg}} + \text{Cpx}_{\text{Mg}} + \text{Pl}$  сменяется на  $\text{Orx}_{\text{Fe}} + \text{Cpx}_{\text{Fe}} + \text{Bt}_{\text{Fe}} + \text{Hbl} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Qz}$ .

В следующем интервале ~ 2 м от флюидоподводящего канала, апопироксенитовые кристаллосланцы за счет продолжения дебазификации превращаются в **пятнистые или полосчатые чарнокитовые мигматиты**. В них либо вырастают пятнистые порфиробласты Orx, Olg и Kfs размером до 1–2 см, либо возникает чередование лейкократизированных Kfs-Olg-Qz±(Orx, Cpx, Bt)-, и мезо/меланократовых Orx-Cpx-Bt±Hbl-Pl-Kfs-Qz-полосок шириной 1.5–2 см, причем мезократовые полосы преобладают по объему над лейкократовыми. Они параллельны новой, возникающей при этом гнейсовидности и линейности. С нарастанием процесса продолжается та же тенденция привноса/выноса компонентов, что и раньше, за счет чего  $X_{\text{Fe}}$  мигматизированных пород увеличивается до 0.55, Orx до 0.52, Cpx 0.27, Hbl 0.56, F-содержащего Bt до 0.55. В лейкократизированных полосках впервые отмечаются неясные признаки частичного плавления.

В прямой близости (0.2–1.2 м) от источника флюидов степень метасоматической дебазификации мигматитов становится максимальной, и они сменяются **теновыми мигматитами**, отличающимися от обычных тем, что они уже на 80–90% состоят из лейкократового, частично расплавленного матрикса, представленного Kfs-Pl-Kfs-Qz-Orx±Cpx±Bt чарнокитоидной мигмой, в которой, сохраняются апопироксенитовые мезократовые **скиалиты Orx-Cpx-Bt±Grt±Hbl-Kfs-Pl-Qz состава** в виде удлинённых темных полосок шириной 0.5–1.5 см и протяженностью от 0.1 до 1–1.5 м, с признаками их нарастающего разъедания и дезинтеграции в возникающей анатектической мигме. При этом Fe-Mg-Ca компоненты не ассимилируются в виде несколько более основных анатектитов, а в большей части выносятся за пределы ореола чарнокитизации. С этого момента дальнейшая петрологическая эволюция мигматизированных метапироксенитов происходит по одному из 3-х трендов: 1) вплоть до полного плавления в породах не возникает заметного количества Bt и Hbl, и финальный анатектит имеет Orx-Cpx-Kfs-Pl±Bt-Qz состав; 2) в мезократовых полосках и в мигме возникает заметное количество Bt и Hbl, замещающих **часть** пироксенов, а анатектит приобретает Bt-Orx±Hbl-Kfs-Pl-Qz состав; 3) во внешних контактах теновых мигматитов или чарнокитоидов формируются меланократовые Orx-Cpx-Bt-Hbl±Pl±Kfs бескварцевые оторочки, а возникающий анатектит имеет несколько более основной Orx-Bt±Hbl±Cpx-Kfs-Pl-Qz состав. Три генетических типа теновых мигматитов, незаметно переходя друг в друга по простиранию, сосуществуют внутри единой полосы шириной 1.5–2 м. Поскольку метапироксенитовый протолит гомогенный по составу, а величины P и T в пределах одного обнажения идентичны, очевидно, что указанные различия не зависят от состава первичной породы, а определяются колебаниями активностей щелочей (или состава) чарнокитизирующих флюидов [3] в соседствующих доменах.

**Тренд 1:** теновые мигматиты имеют Orx-Cpx-Kfs-Olg-Qz чарнокит-эндербитовый состав с единичными чешуйками F-содержащего Bt. После окончательного растворения скиалитов теновой мигматит постепенно, без интрузивных контактов *in situ* превращается в анатектический Orx-Cpx-Kfs-Pl-Qz лейкократовый чарноэндербит с 1–1.5% Orx и Cpx, с гнейсовидной текстурой, маркируя флюидоподводящий канал (залеченную трещину). Сам анатектит имеет железистость 0.58, Orx 0.55, Cpx 0.32.

**Тренд 2:** в этом случае в краях мезократовых скиалитов, в контактах с лейкократовой мигмой проявляется интенсивная биотитизация и амфиболизация, с **частичным** замещением Orx и Cpx. При этом железистость всех фаз, включая пироксены, повышается от средней к реакционной краевой части скиалитов: Orx – от 0.34 до 0.52, Cpx – от 0.28 до 0.35, Hbl – от 0.34 до 0.51, Bt – от 0.37 до 0.51. То-есть в миниатюре повторяется тенденция, характерная для ореола чарнокитизации в целом – когда железистость Orx, Cpx, Bt и Hbl в ходе превращения полосчатых мигматитов в теновые возрастает под воздействием флюида, и прежняя асс.  $\text{Orx} + \text{Cpx} + \text{Bt} \pm \text{Hbl} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qz}$  сменяется асс.  $\text{Orx}_{\text{Fe}} + \text{Cpx}_{\text{Fe}} + \text{Bt}_{\text{Fe}} + \text{Hbl}_{\text{Fe}} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qz}$ . Расширение стабильности Bt и Hbl показывает, что тренд 2 отвечает более низкой активности щелочей, чем тренд 1 [3].

**Тренд 3:** спорадически в прямом окружении наиболее дебазифицированных теновых мигматитов обнаруживаются метасоматические меланократовые оторочки Orx-Cpx-Bt±Hbl±Pl состава без Qz, шириной до 5 см, в слабосекущих соотношениях с полосчатыми мигматитами, что указывает на их чуть более поздний возраст. Эти оторочки – продукт локального переотложения Mg, Fe и Ca, выносимых флюидами в ходе чарнокитизации, и описанные ранее [1]. Кроме них на периферии ореола чарнокитизации обнаружена меланократовая жила Orx-Hbl состава без Qz и Pl, отделяющаяся от зоны мигматизации и секущая фельдшпатизированные метапироксениты под углом 70–80°. Она также результат быстрого осаждения Mg, Fe и Ca, выносимых при дебазификации метапироксенитов, но на расстояние не в сантиметры, а в метры; такие жилы характерны для Лапландского пояса [4].

Расчеты с помощью программы WinTWQ, с поправкой на F в биотите, дали следующие параметры процесса чарнокитизации:  $T = 780\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 8.5\text{ кбар}$ . Расчет состава флюида, участвующего в процессе по методике, разработанной для гаплогранитно-водно-солевой смеси [5], определил его как фторидный рассол:  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.6$ ,  $X_{(\text{Na,K})\text{F}} = 0.3$ ,  $X_{\text{CO}_2} = 0.1$ .

Следовательно, чарнокитизация метапироксенита является примером процесса в открытой системе, в условиях гранулитовой фации, с привнесом извне фторидным рассолом неизвестного происхождения K, Na, Si, Al, Ti, Sr и F, и выносом Mg, Fe, Ca; небольшая часть последних перекристаллизовалась рядом в виде базификатных жил и оторочек.

#### Литература

1. *Кориковский С.П., Аранович Л.Я.* Чарнокитизация и эндербитизация основных гранулитов Лапландского гранулитового пояса (южная часть Кольского полуострова, район Порьей Губы): I. Петрология и геотермобарометрия // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 340–368.
2. *Кориковский С.П., Ходоровская Л.И.* Гранитизация палеопротерозойских высокобарических метагаббро-норитов в беломорской серии Балтийского щита (район Кандакшского залива, о. Горелый) // Петрология. 2006. Т. 14. С. 453–481.
3. *Safonov O.G., Aranovich L.Y.* Alkali control of high-grade metamorphism and granitization // Geoscience Frontiers. 2014. V. 5. P. 711–727.
4. *Ходоровская Л.И., Кориковский С.П.* Метасоматические гранат-клинопироксен-ортопироксен-роговообманковые жилы в метаанортозитах Колвицкого массива, Кольский полуостров: минеральный состав и связь с сингранулитовой гранитизацией // Докл. АН. 2007. Т. 415. № 4. С. 539–543.
5. *Aranovich L.Y., Newton R.C., Manning C.E.* Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite– $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{NaCl}$ – $\text{KCl}$  at deep-crustal conditions // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 374. P. 111–120.

## ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД НА ОРОГЕННЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ЗОЛОТА КАРЕЛИИ

Корнаков А.С., Бушмин С.А., Савва Е.В.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, kornakov1989@mail.ru

Методом мультиравновесной термобарометрии AVerPT Р.Пауэлла и Т. Холланда [1–4] получены оценки Р-Т параметров для метаморфических пород, вмещающих зоны с золотоносными метасоматитами проявлениях золота Педролампи, Медные Горы, Воронов Бор, Светлое. Использовалась программа TC\_Comb Д.В. Доливо-Добровольского в комплексе с программами Thermocalc Р. Пауэлла и Т. Холланда (версия 3.33 с БД ds55 от 22.11.2003) и AX\_2 Т. Холланда (от 22.06.2008). Активности компонентов твердых растворов минералов рассчитывались для Р-Т параметров, соответствующих условиям образования породы. Микронзондовые исследования минеральных парагенезисов выполнены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) с помощью электронных микроскопов АВТ–55 с энерго-дисперсионным анализатором LinkAN10000–85S и JEOLJSM–6510LA с ЭДС приставкой JED 2200. Анализировались локальные участки пород размером первые миллиметры, в которых текстурные признаки позволяли предполагать равновесные взаимоотношения минералов.

#### Месторождение Педролампи

На месторождении Педролампи для метаморфических карбонат-актинолитовых сланцев (метабазальты), которые вмещают сдвиговую зону с золотоносными метасоматитами, по парагенезису  $\text{Act} + \text{Crb} + \text{Chl} + \text{Ab} + \text{Qu}$ , по 3 независимым реакциями (Рис.1) получены параметры  $P = 0.5\text{--}1.2\text{ кбар}$  ( $P_{\text{ср.}} = 0.9\text{ кбар}$ ) и  $T = 210\text{--}290\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $T_{\text{ср.}} = 240\text{ }^{\circ}\text{C}$ ):

#### Рудопоявление Медные Горы

На рудопоявлении Медные Горы для метаморфических эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев (метабазиты), вмещающих зоны с золотоносными метасоматитами, по парагенезису  $\text{Chl} + \text{Act} + \text{Ep} + \text{Ab} + \text{Qu}$ , по 3 независимым реакциям (Рис.2) получены параметры:  $P = 2.1\text{--}2.8\text{ кбар}$  ( $P_{\text{ср.}} = 2.4\text{ кбар}$ ) и  $T = 470\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $T_{\text{ср.}} = 490\text{ }^{\circ}\text{C}$ ):

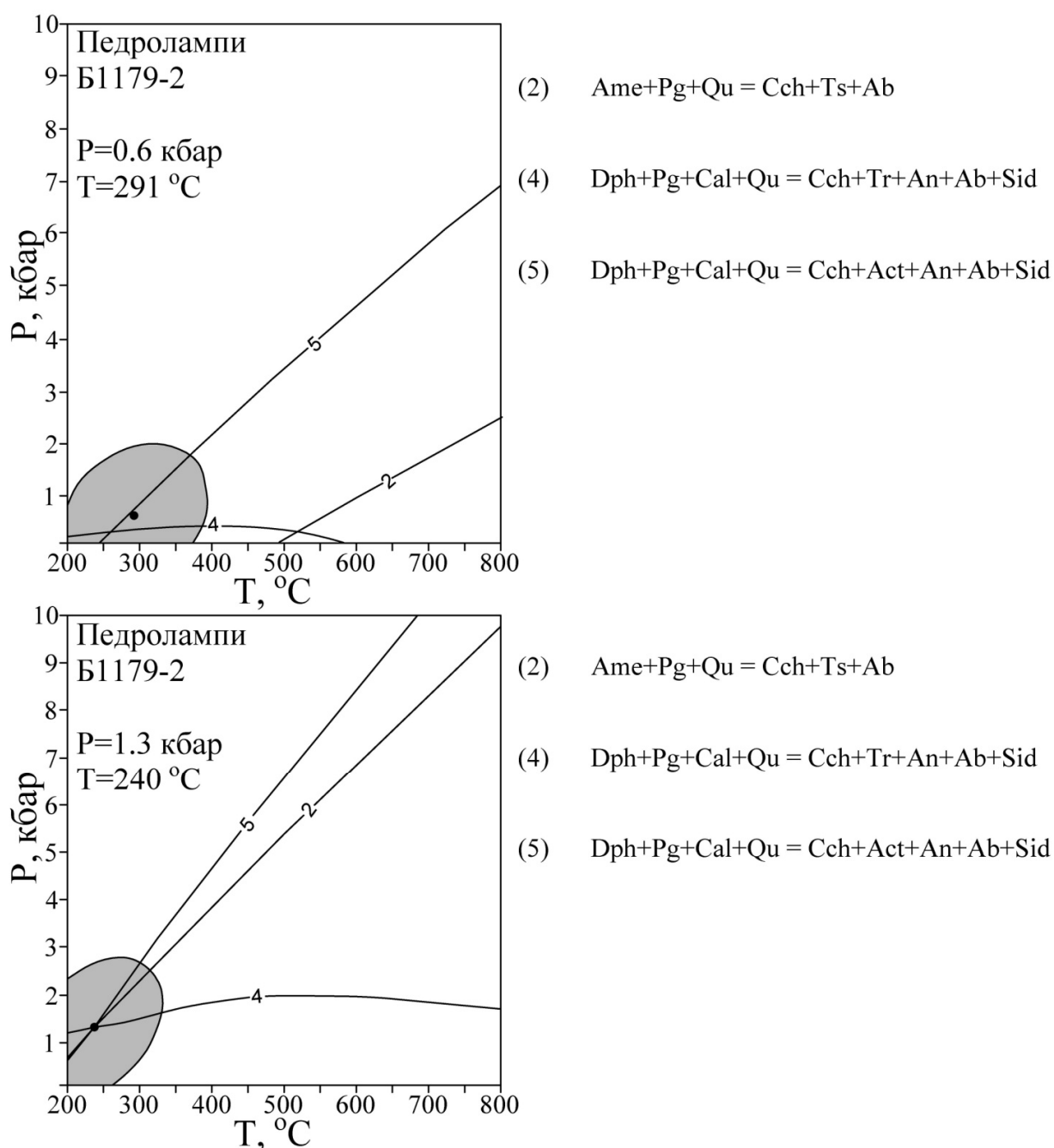


Рис. 1. Результаты термобарометрического исследования метаморфических сланцев месторождения Педролампи. Парагенезис Act+Crb+Chl+Ab+Qu метабазальта (слабо рассланцованная мелкозернистая карбонат-актинолитовая порода). Овал отражает эллипс ошибок определения P-T параметров

#### Месторождение Воронов Бор

На месторождении Воронов Бор для метаморфических эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев (метабазиты) по парагенезису Act+Chl+Ep+Bt+Ab, по 3 независимым реакциям получены параметры  $P = 0.6\text{--}2.1$  кбар ( $T_{cp} = 1.4$  кбар),  $T = 330\text{--}370$  °C ( $T_{cp} = 350$  °C).

#### Рудопроявление Светлое

На рудопроявлении Светлое для метаморфических биотит-хлорит-актинолитовых сланцев (метабазиты) по парагенезису Act+Chl+Bt+Ab, по 4 независимым реакциям получены параметры  $P = 1.2$  кбар,  $T = 280$  °C:

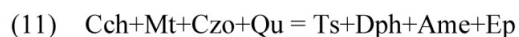
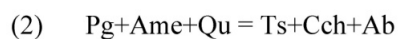
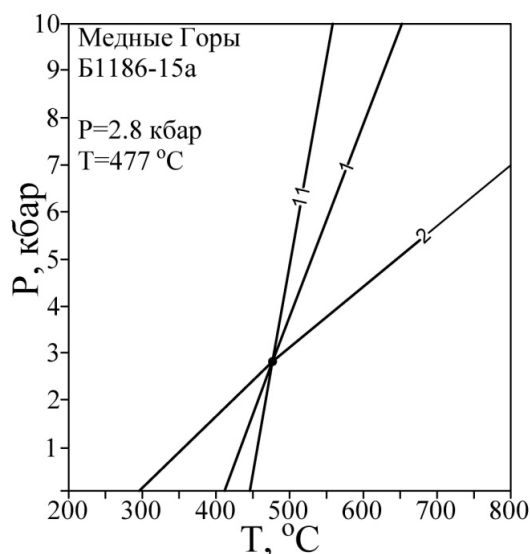
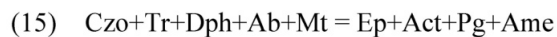
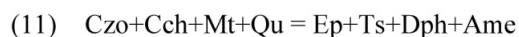
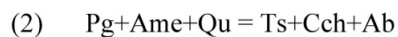
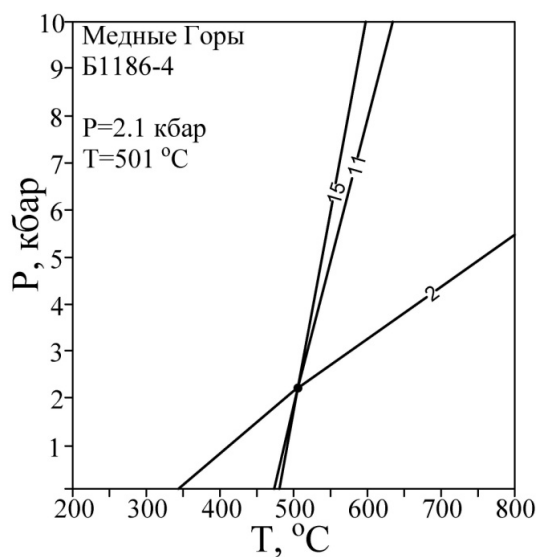


Рис. 2. Результаты термобарометрического исследования метаморфических эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев на рудопроявлении Медные Горы. Парагенезис метабазита  $\text{Chl} + \text{Act} + \text{Ep} + \text{Ab} + \text{Qu}$

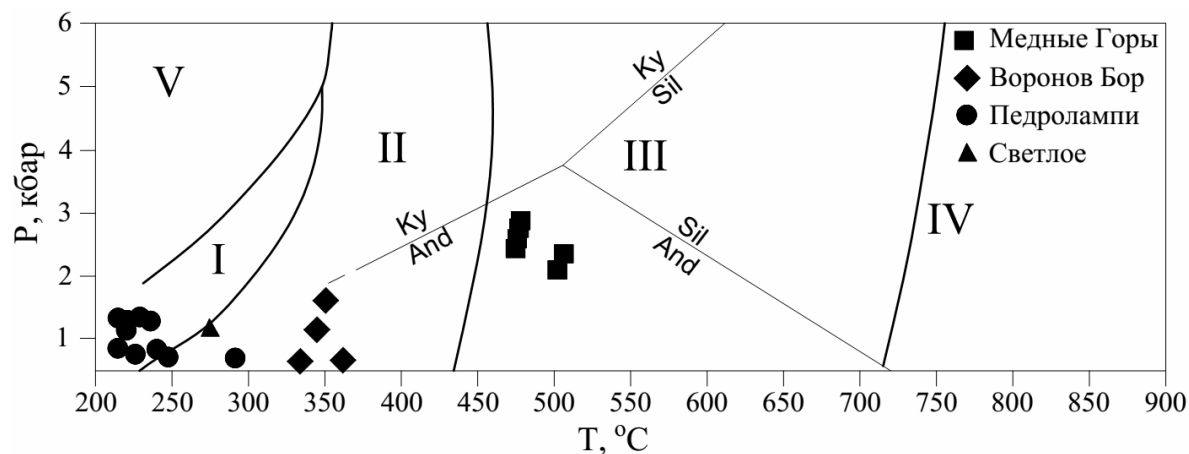


Рис. 3. P-T параметры метаморфических сланцев, вмещающих зоны золотоносных метасоматитов орогенных проявлений золота Карелии на схеме фаций метаморфизма (фрагмент схемы по [Бушмин, Глебовицкий, 2015]).

Фации: I – пренит-пумпеллиитовая, II – зеленосланцевая, III – амфиболитовая, IV – гранулитовая, V – голубых сланцев

Таким образом, количественные оценки Р-Т параметров метаморфизма на всех изученных проявлениях орогенной золотой минерализации соответствуют фаціальным условиям LT-LP метаморфизма от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фаций And-Sill фаціальной серии (Рис.3). При этом для Педро-лампы получены самые низкие величины температур, соответствующие условиям, переходным от пренит-пумпеллитовой к зеленосланцевой фації.

*Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проект №13-05-00393).*

#### **Литература**

1. Powell R., Holland T.J.B. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: Applications to geobarometry, worked examples and a computer program // J. metamorphic Geol. 1988. N 6. P. 173–204
2. Powell, R. & Holland, T. J. B. Optimal geothermometry and geobarometry // American Mineralogist. 1994. N 79. P. 120–133.
3. Powell R., Holland T. J. B., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC // Journal of Metamorphic Geology. 1998. N 16. P. 577–588.
4. Powell R., Holland T.J.B. On thermobarometry // J. metamorphic Geol. 2008. N 26. P. 155–179.

## **МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОНЬГОМНАВОЛОКСКОГО ГРАНУЛИТ-ЭНДЕРБИТ-ЧАРНОКИТОВОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА**

**Король Н.Е.**

*Институт геологии Кар. НЦ РАН, г. Петрозаводск, korol@krc.karelia.ru*

Архейские гранулит-эндербит-чарнокитовые (ГЭЧ) комплексы: Нотозерский (оз. Нотозеро – оз. Ковдозеро), Керчугский (оз. Керчуг), Вичанский (п-ова Вичаны и Мундиннаволоок оз. Кереть) и Поньгомнаволоцкий (п-ов Поньгомнаволоок губы Поньгомы Белого моря) являются неотъемлемой составляющей Западно-Беломорского (ЗБД) и Восточно-Беломорского (ВБД) доменов Беломорского подвижного пояса (БПП). Поньгомнаволоцкий ГЭЧ комплекс находится практически на границе зоны сочленения обоих доменов. Установлено, что ЗБД и ВБД различаются геодинамическими обстановками и типами Р-Т-t трендов [1]. Спецификой метаморфической эволюции ГЭЧ комплексов является умереннобарический гранулитовый метаморфизм с последующим наложенным высокобарическим (вторая генерация) – кианитовой (амфиболитовой) фации, связанным с широко проявленным коллизионным этапом развития БПП. Однако, в ВБД, в отличие от ЗБД, обнаружен и исследован ранний высокобарический (первая генерация) метаморфизм эклогитовой фации, предшествующий гранулитовой фации [1].

Полуостров Поньгомнаволоок расположен в южной части губы Поньгомы Белого моря. На территории полуострова выделяются два разновозрастных интрузивных массива – ранний и более поздний в их геологических соотношениях.

Первый интрузивный массив сложен эндербитами – чарнокитоидами (чарнокитами, реже чарноэндербитами) известково-щелочной серии. Жильные разновидности двупироксеновых гранитоидов имеют состав практически аналогичный таковым в массиве. Интрузивные образования содержат ксенолиты основных гранулитов и две полосы (северо-восточная часть) аналогичных супракрустальных полиметаморфических пород и секутся вместе с ними мафическими дайками.

Второй Поньгомнаволоцкий массив сложен габброидами–габбро-диоритами–двупироксеновыми: кварцевыми диоритами (с сохранением автолитов таковых нормального и субщелочного ряда) толеитовой серии и гранодиоритами (преимущественно). Контакт между двумя массивами описан Т.Ф. Зингер [2], как тектонизированный, однако, с наличием ксенолитов пород первого – во втором. Оба массива подвержены процессам диафтореза с сохранением реликтов ранних гранулитовых минералов.

По геохронологическим параметрам U-Pb изотопный возраст цирконов пород I массива соответствует 2728 Ма, II – 2416 Ма [2]. В Нотозерском ГЭЧ комплексе (ЗБД) эндербиты-чарнокитоиды известково-щелочной серии образовались в интервале 2777–2756 Ма [3].

Поскольку, внедрение второго Поньгомнаволоцкого массива осуществлялось в более поздний временной период по отношению к первому, в тезисах отдельно рассматривается характер метаморфической эволюции каждого из них.

При геолого-петрологических исследованиях первого интрузивного массива с реликтивными участками основных гранулитов установлено, что Поньгомнаволоцкий гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс характеризуется полиэтапной метаморфической эволюцией. Выделяются два гранулитовых этапа: ( $T = 750\text{--}884\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 6.30\text{--}8.10$  кбар и  $750\text{--}885\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 6.10\text{--}8.20$  кбар) и последующий – диафтореза ( $T = 727\text{--}590\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 9.00\text{--}10.90$ , ед. тах до 11.50, 11.86 кбар) амфиболитовой фации высоких давлений беломорского типа.

I гранулитовый этап разделяется на два периода. Метаморфизм первого из них соответствовал двупироксеновой субфации гранулитовой фации. В этих условиях сформировались  $\text{Orx} + \text{Crx} + \text{Pl}_{>50}$  (63–66) парагенезисы супракрустальных основных гранулитов – мелкозернистых двупироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев.

Второй – период региональной мигматизации и гранитизации характеризуется мигматизацией жильным эндербитовым материалом гранулитового субстрата и формированием эндербитов – чарноэндербитов – чарнокитов первого Поньгомнаволоцкого массива с  $\text{Orx} \pm \text{Crx} \pm \text{Bt} + \text{Pl} \pm \text{Or} + \text{Qtz}$  парагенетическими ассоциациями. Привнос натрия и воды при эндербитообразовании и повышение потенциала щелочей инициирует гранулитовую амфиболитизацию пироксенов в ранних парагенезисах основных пород [4]. В условиях от двупироксен-роговообманковой до роговообманковой субфаций гранулитовой фации первичные мелкозернистые основные двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы превращаются в двупироксен-амфибол-плаггиоклазовые –  $\text{Orx}_I(\text{En})_{37-44} + \text{Crx}_I(\text{Di}_{32}, \text{Aug}_{28})_{28-32} + \text{Amp}_I(\text{Pr}_{37-42}^{1.60-1.84}, \text{Mg-Hs}_{41}^{1.79})_{37-42}^{1.60-1.84} + \text{Pl}_I(\text{Lbr} \rightarrow \text{Anz})$  с окислением Pl, а при более интенсивном процессе – в амфиболиты. Под влиянием остаточных водных флюидов, образуется Amp и в эндербитовых магматических парагенезисах –  $\text{Orx}_I(\text{En})_{42-45} + \text{Crx}_I + \text{Amp}_I(\text{Pr}_{42-44}^{1.64-2.03}) + \text{Bt}_{I37}^{5.64} + \text{Pl}_I(\text{Olg})_{29-28} + \text{Kfs}_I(\text{Or})_{0.93} + \text{Qtz}$ . Чарнокиты, завершающие процессы региональной мигматизации и гранитизации, как правило, содержат незначительное количество амфибола. Появление биотита в гранитоидах I массива можно связать с формированием чарнокитоидной составляющей интрузии.

На II гранулитовом этапе метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса позже формирования эндербитов и чарнокитоидов, и гранулитовой амфиболитизации осуществлялся реметаморфизм или поздняя изофациальная перекристаллизация всех разновидностей пород [5]. Процесс может быть связан с остаточным влиянием Na и K-водных флюидов магматических расплавов. Парагенезисы реметаморфизованных, среднезернистых – двупироксен-амфиболовых кристаллосланцев –  $\text{Orx}_{II}(\text{En})_{35-46} + \text{Crx}_{II}(\text{Di}_{23-35}, \text{Aug}_{28-42})_{23-42} + \text{Amp}_{II}(\text{Pr}_{34-42}^{1.54-1.84}, \text{Mg-Hs}_{37-42}^{1.50-2.00})_{34-42}^{1.50-2.00} + \text{Pl}_{II}(\text{Anz})_{47-31} \pm \text{Bt}_{II}^{23-34} + \text{Bt}_{II}^{23-34}$  и эндербитов массива –  $\text{Orx}_{II}(\text{En})_{40-50} + \text{Crx}_{II}(\text{Di}_{24-33}, \text{Aug}_{27-33})_{24-33} + \text{Amp}_{II}(\text{Pr}_{41-49}^{1.75-2.21}, \text{Mg-Hs}_{45}^{1.92-1.93})_{41-49}^{1.75-2.21} + \text{Bt}_{II}^{34-39} + \text{Pl}_{II}(\text{Anz}_{32-31}, \text{Olg}_{29-20})_{32-20} + \text{Kfs}_{II}(\text{Or})_{1.00-0.92} + \text{Qtz}$  формируются в ходе компенсационной метаморфической перекристаллизации, с незначительным выносом магния, при привносе щелочей (Na и K) и воды. РТ-параметры II гранулитового этапа, по отношению к I, практически не изменяются.

Чарноэндербиты –  $\text{Orx}_{II} + \text{Crx}_{II}(\text{Di}_{32-35}, \text{Aug}_{34-38})_{32-38} + \text{Amp}_{II}(\text{Pr}_{40-42}^{1.68-1.96}, \text{Mg-Hs}_{40-43}^{1.52-1.90})_{40-43}^{1.52-1.96} + \text{Bt}_{II}^{28} + \text{Pl}_{II}(\text{Olg})_{24} + \text{Kfs}_{II}(\text{Or})_{0.92} + \text{Qtz}$  и чарнокиты –  $\text{Orx}_{II}(\text{En})_{43-47} + \text{Crx}_{II} + \text{Bt}_{II}^{32-35} + \text{Pl}_{II}(\text{Olg})_{24} + \text{Kfs}_{II}(\text{Or})_{0.93} + \text{Qtz}$  в первом Поньгомнаволоцком массиве, преимущественно сохранились в реметаморфизованном виде.

На III этапе метаморфической эволюции ГЭЧ комплекса осуществляется диафторез гранулитовых образований с понижением температур до  $727\text{--}590\text{ }^{\circ}\text{C}$  и увеличением давлений до  $9.00\text{--}10.90$  кбар в условиях кианитовой – амфиболитовой фации беломорского типа. На конкретных примерах в Поньгомнаволоцком ГЭЧ комплексе изучены реакционные замещения минералов гранулитовых парагенезисов и особенности изменения химизма пород при диафторических процессах. Исследованы преобразования в составах моноклиновых пироксенов, гранатов, биотитов, плаггиоклазов, структурная перестройка калиевых полевых шпатов. Для основных гранулитов, при диафторезе, наиболее распространены их переходы в  $\text{Crx-Pl}$  и  $\text{Grt-Crx-Pl}$  породы и сопряжённые по времени, амфиболитизация ( $\text{Amp}_{\text{Ca}}$ ,  $\text{Amp}_{\text{Mg-Fe}}$ ) и биотитизация. Для эндербитов-чарнокитоидов I Поньгомнаволоцкого массива характерны объединённые, либо парные, процессы амфиболитизации с преимущественным развитием  $\text{Amp}_{\text{Mg-Fe}}$ , гранатизации, биотитизации.

В целом, основные типы диафторических процессов в Поньгомнаволоцком ГЭЧ комплексе представляют собой сочетание компенсационной метаморфической перекристаллизации с привносом или выносом ( $\text{Mg}, \pm \text{Fe}$ ) ряда компонентов. Минеральные замещения осуществляются под воздействием глубинных флюидов ( $\pm \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ). В результате, на этапе диафтореза по гранулитовым образованиям формируются  $\text{Crx-Pl}$  и  $\text{Grt-Crx-Pl}$  породы, различные амфиболиты и гнейсы, апоэндербиты, апочарнокиты.

Во II Поньгомнаволоцком массиве габброидов – двупироксеновых: кварцевых диоритов – гранодиоритов были детально изучены средние и кислые разновидности пород. На гранулитовом этапе двупироксеновые кварцевые диориты представлены:  $\text{Orx} + \text{Crx}(\text{Di}_{39-46}, \text{Aug}_{39-47})_{39-47} + \text{Amp}(\text{Fe-Pr}_{56-57}^{1.61-2.19}, \text{Hs}_{57-61}^{1.71-2.30})_{56-61}^{1.61-2.30} + \text{Bt}_{48-57}^{5.15-5.96} + \text{Pl}(\text{Olg})_{17-22} + \text{Qtz}, \pm \text{Kfs}(\text{Or})_{1.00-0.92}$  парагенезисами, а двупироксеновые гранодиориты –  $\text{Orx} + \text{Crx} + \text{Amp}(\text{Fe-Pr}_{54-60}^{1.94-2.63}, \text{Hs}_{61}^{2.12})_{54-61}^{1.94-2.63} + \text{Bt}_{48-56}^{5.26-6.27} + \text{Pl}(\text{Olg})_{18-28} + \text{Kfs}(\text{Or})_{0.95-0.90} + \text{Qtz}$ . Данные минеральные парагенетические ассоциации, судя по наличию кальциевых амфиболов и биоти-



тов, вероятно характеризуют заключительный период гранулитового этапа, предшествующий диафторезу. Становление парагенезисов происходило при  $T = 750\text{--}819\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 6.50\text{--}7.50$  кбар и  $750\text{--}802\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 6.60\text{--}7.90$  кбар (min, 6.10–6.30 кбар). Для аналогичных по составу разновидностей, во втором Поньгомнаволоцком массиве железистость пород и минералов выше, чем в первом.

На последующем этапе диафтореза амфиболитовой фации происходит формирование гранатизированных, амфиболитизированных ( $\text{Ampr}_{\text{Ca}}$ ) и биотитизированных кварцевых диоритов и гранат-биотит-амфиболовых гранодиоритов (апочарноэндербитов) и гнейсов по ним. Пироп-гроссуляр-альмандиновые гранаты обоих типов пород отличаются повышенной железистостью (81–87%) от гроссуляр-пироп-альмандиновых (70–78%) из аналогичных пород первого Поньгомнаволоцкого массива. Преобразования пород II массива осуществлялись в результате компенсационной метаморфической перекристаллизации с выносом магния и незначительным – железа, натрия и воды. Становление диафторических парагенезисов кварцевых диоритов происходило в условиях амфиболитовой фации ( $T = 715\text{--}592\text{ }^{\circ}\text{C}$ , при  $P = 9\text{--}10$  кбар). Внедрение второго Поньгомнаволоцкого массива можно отнести к третьему периоду гранулитового этапа. Однако время его становления и специфика диафторических процессов требует дополнительного осмысления.

Подобные данному массиву интрузивные породы толеитовой серии от габброидов до чарноэндербитов формируются в Нотозерском ГЭЧ комплексе (ЗБД) ранее известково-щелочных эндербитов-чарнокитоидов. Кроме того от последнего, Поньгомнаволоцкий ГЭЧ комплекс (ВБД) отличают более интенсивно проявленные процессы реметаморфизма. А также, отсутствие – Са-метасоматоза и привноса летучих компонентов при образовании Grt-Cpx-Pl пород, куммингтонита и повышения железистости в  $\text{Ampr}_{\text{Ca}}$  при диафторической амфиболитизации и биотитизации основных гранулитов.

#### Литература

1. Volodichev O.I. Evolution of metamorphic processes in the Belomorian mobile belt // Pprecambrian high-grade mobile belts. Extended abstracts. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2014. P. 115–116.
2. Zinger T.F., Götze J., Levchenkov O.A., Shuleshko I.K., Yakovleva S.Z., Makeyev A.F. Zircon in polydeformed and metamorphosed precambrian granitoids from the White sea tectonic zone, Russia: morphology, cathodoluminescence, and U-Pb chronology // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 57–73.
3. Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Володичев О.И. U-Pb изотопные возрасты эндербитов и чарнокитов гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса Беломорской провинции // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2011. С. 217–220.
4. Король Н. Е. Высокотемпературная амфиболитизация при эндербитовой мигматизации основных гранулитов в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 378–396.
5. Король Н.Е. Процессы поздней изофациальной перекристаллизации в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2011. Вып. 14. С. 8–32.

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕТАВУЛКАНИТОВ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА И ПЕЧЕНГА-ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ СТРУКТУРЫ

Корсаков А.К.<sup>1</sup>, Межеловский А.Д.<sup>1</sup>, Межеловская С.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва, kors2012@rambler.ru

Сравнительный анализ геологических структур позволяет установить черты сходства и различия между ними, которые указывают как на общие закономерности их формирования, так и на специфику геодинамических обстановок, существовавших в момент их заложения и последующего развития. Особенно актуален сравнительный анализ для раннедокембрийских структур, дискуссия по геодинамическим обстановкам формирования которых не затихает ни на минуту. В качестве объектов изучения были взяты Ветренный Пояс и Печенга-Имандра-Варзугская структура. Данный выбор обусловлен близким возрастом структур (палеопротерозойским), их пространственной близостью (восток Фенноскандинавского щита), относительно слабой степенью изменения информативных в геодинамическом отношении метавулканитов ультраосновного-основного состава (зеленосланцевая – амфиболитовая фации), слагающих значительную часть разреза обеих структур.

Для сопоставления были выбраны метавулканиты свиты ветреного пояса (Ветренный Пояс), сейдореченской свиты (Имандровская структура), ахмалахтинской, куэтсярвинской, копосиокской и пильгуярвинской серий (Печенгская структура).

Для коматиитовых базальтов свиты ветреного пояса типична спинифекс структура, сложенная оливин-ом или клинопироксеном. Нижние части потоков представляют собой кумулятивные зоны с идиоморфным оливин-ом и клинопироксеном, выполняющим интерстиции. Коматиитовые базальты со структурой спинифекс пироксенового типа являются средней частью потоков, а коматиитовые базальты со структурой спинифекс оливин-ного типа — их верхней частью [1, 2]. Клинопироксен образует морфологически различные структуры спинифекс: веерообразные тонкоигольчатые, пластинчатые, хаотичные. Часто наблюдается спинифекс «гусиные лапки», ориентированный перпендикулярно кровле потоков.

Породы сейдореченской свиты представляют собой измененные базальты, сложенные клинопироксеном, плагиоклазом с единичными вкрапленниками реликтового оливина. Плагиоклаз сильно сосюритизирован, местами по нему развиваются минералы группы эпидота. Клинопироксен практически весь амфиболлизирован, форма зерен сильно преобразована более поздними процессами, наблюдаются следы распада твердого раствора. Единичные вкрапленники представлены серпентином, развивающимся по первичному оливину.

Базальты ахмалахтинской серии (Печенгская структура) представляют собой девитрафицированное вулканическое стекло, сложенное очень мелкими лейстами плагиоклаза, также присутствует таблитчатый плагиоклаз интенсивно замещенный агрегатом сосюрита. Широко проявлен мелкозернистый агрегат хлорит-актинолита развивающийся по пироксену. В единичных вкрапленниках присутствует реликтовый оливин замещенный серпентином.

Базальты куэцярвинской серии представлены в настоящее время серпентин-хлорит-пироксен-плагиоклазовыми агрегатами. Встречаются оливин-овые базальты, с хорошо сохранившимися зернами и характерными яркими окрасками. Наряду с клинопироксеном присутствует ортопироксен. В интерстициях раскристаллизованное вулканическое стекло, сложенное лейстами плагиоклаза и хлорит-эпидотовыми агрегатами. Копоси-окская серия также представлена базальтами, с раскристаллизованным вулканическим стеклом, и обилием серпентина. В составе серии присутствуют субвулканические разновидности, хорошо раскристаллизованные, сложенные клинопироксеном, плагиоклазом. Часто в их составе встречается оливин. Пильгуярвинская серия представлена пироксен-плагиоклазовыми и пироксен-оливин-овыми базальтами с многочисленными вкрапленниками рудного минерала, возможно шпинели. Миндалины заполнены серпентином. Плагиоклаз замещен агрегатом сосюрита.

Таким образом, анализ петрографического состава метавулканических пород трех структур позволяет сделать о том, что они отличаются между собой структурно-текстурными особенностями. В коматиитовых базальтах Ветреного Пояса четко проявлена дифференциация лавовых потоков, повсеместно проявлена структура спинифекс разного морфологического типа, представленная как оливин-ом, так и клинопироксеном. Метавулкани-ты сейдореченской свиты сильно преобразованы более поздними процессами (метаморфизмом и гидротермальными процессами). Это четко выражено в парагенезисах вторичных низкотемпературных минералов. В базальтах Печенгской структуры хорошо сохранились первичные поро-дообразующие минералы и структурно-текстурные особенности протолитов. Среди лавовых потоков нет четкой дифференциации, но они отличаются составом как от коматиитовых базальтов свиты ветреного пояса, так и от сейдореченской свиты.

По соотношению оксида кремния и щелочей метавулкани-ты свиты ветреного пояса относятся к базальтам и андезибазальтам. Устанавливается их принадлежность к коматиитовой и, частично, к толеитовой серии — коматиитовые базальты и высокомагнезиальные толеитовые базальты соответственно [1, 2]. Характерна обратная зависимость между  $MgO$  и  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и прямая корреляция между  $MgO$  и  $FeO^*$ . Спектр распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии, в целом имеет слабонаклонный характер. Типична устойчивая отрицательная аномалия Nb и P и положительная — Pb. Содержания высокозарядных элементов (ВЗЭ) превышают содержания примитивной мантии в 3–11 раз. Спектр распределения редкоземельных элементов (REE), нормированных по хондриту, также имеет наклонный характер. Породы имеют относительно невысокие содержания LREE. Отношение  $La/Yb = 2,65–5,01$ . Распределение HREE характеризуется более пологой кривой на графике нормированных по хондриту содержаний ( $Eu/Yb = 1,28–1,61$ ).

Вулкани-ты сейдореченской свиты по количеству кремнезема и сумме щелочей относятся к андезибазальтам. По соотношению  $Al$ ,  $Fe^*+Ti$  и  $Mg$ , метавулкани-ты представляют собой высокомагнезиальные толеитовые базальты. Содержание  $MgO$  достигает 11%. Спектр распределения редких элементов, в целом, имеет слабонаклонный характер. Среди КИЛЭ наблюдается превышение значений относительно примитивной мантии в 11–80 раз. Наблюдается устойчивая отрицательная аномалия Nb и P, а также положительная аномалия Pb (как в вулканитах свиты ветреного пояса). Содержания высокозарядных элементов (ВЗЭ) превышают содержания примитивной мантии в 4–12 раз.

Породы имеют высокие содержания LREE ( $La/Yb = 5,71–6,33$ ;  $Ce/Yb = 4,56–5,09$ ). Распределение HREE носит более равномерный характер ( $Eu/Yb = 1,45–1,51$ ).

Метавулканыты всех четырех серий Печенгской структуры соответствуют базальтам и андезибазальтам. На классификационных диаграммах они попадают в поле высокожелезистых толеитовых базальтов. Устанавливается обратная зависимость между  $MgO$  и  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $P_2O_5$  и прямая зависимость между  $MgO$  и  $FeO^*$ . Спектр редких элементов, нормированных по примитивной мантии, имеет крайне неравномерное распределение. Среди КИЛЭ наблюдается значительный разброс значений ( $Cs = 15,0-302,63$ ;  $Rb = 3,23-57,56$ ;  $Ba = 7,3-76,03$ ). Содержания высокозарядных элементов (ВЗЭ) превышают содержания в примитивной мантии в 3–11 раз. Характерна устойчивая положительная аномалия Pb. Спектр распределения редкоземельных элементов (REE), нормированных по хондриту, имеет неравномерный слабонаклонный характер. Породы имеют широкий разброс содержаний LREE ( $La = 11,79-75,99$ ). Отношение  $La/Yb = 1,08-8,66$ .

Таким образом, метавулканыты свиты ветреного пояса (Ветренный пояс) относятся к базальтам и андезибазальтам, породы сейдореченской свиты (Имандра) представлены андезибазальтами. В разрезе Печенгской структуры метавулканыты относятся к базальтам и отличаются несколько повышенной щелочностью. На дискриминантных диаграммах базальты свиты ветреного пояса, имеющие высокую степень дифференциации лавовых потоков, относятся как к высокомагнезиальным базальтам, так и к коматиитовой серии (коматиитовые базальты). Метавулканыты Имандровского сегмента относятся к высокомагнезиальным разностям, в то время как metabазальты Печенгской структуры классифицируются преимущественно как высокожелезистые. Данные различия обусловлены вариациями содержаний в породах  $MgO$ , а также повышенными значениями  $FeO^*$  и  $TiO$  в базальтах Печенгской структуры.

Метавулканыты свиты ветреного пояса (Ветренный Пояс) и Имандровской структуры имеют схожий характер распределения редких элементов с максимумом Pb и минимумами Nb и P. При этом в породах Имандры отмечены более высокие содержания всех редких элементов по отношению к вулканитам Ветреного Пояса. Базальты Печенгской структуры имеют значительный разброс содержаний редких элементов, установлена положительная аномалия Pb и Sr. Аналогичная тенденция прослеживается и в распределении редкоземельных элементов.

По петролого-геохимическим особенностям (щелочности, железистости, титанистости, распределении редких и редкоземельных элементов) метавулканыты Имандровской структуры имеют больше сходства с метавулканытами свиты ветреного пояса (Ветренный Пояс), нежели с metabазальтами Печенгского структуры.

#### Литература

1. Коматииты и высокомагнезиальные вулканыты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 268 с.
2. Межеловский А.Д., Корсаков А.К., Лукашенко С.В. Состав и строение метавулканытов свиты ветреного пояса (Ветренный Пояс, Балтийский щит) // Известия ВУЗов Геология и разведка. 2011. № 6. С. 28–34.

## ПЛАТИНОИДЫ В СУЛЬФИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ И ХРОМИТОВЫХ РУДАХ УЛЬТРАБАЗИТОВ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ КАРЕЛИИ

Кулешевич Л.В.

ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: kuleshev@krc.karelia.ru

В архейских зеленокаменных поясах (ЗП) Карелии повышенные концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) связаны с медно-никелевыми сульфидными и малосульфидными хромитовыми рудами в интрузивных ультрабазитах и коматиитах. Большинство из известных Cu-Ni-рудных объектов (месторождений и проявлений) находятся в восточной и центральной Карелии, где они приурочены к наиболее древним зеленокаменным поясам – Сумозерско-Кенозерскому, Южно-Выгозерскому и Сегозерско-Ведлозерскому ЗП, имеющим возраст 3.1–2.86 млрд лет. В медно-никелевых и малосульфидных хромитовых рудах установлены повышенные концентрации платиноидов. В задачи проводимой работы входило изучение платиноидов в ультрабазитах ЗП, их локализации и соотношения с сульфидами и хромшпинелидами.

В халькопирит-пентландит-пирротиновых рудах месторождений (Лебяжинское, Восточно-Вожминское) и отдельных проявлений в ультрабазитах Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского ЗП содержание сульфидов колеблется от 5–10 до 60%, в богатых рудах достигает 80%. Текстуры руд вкрапленные, вкрапленно-прожилковые, брекчиевидные и массивные. Концентрация Ni в рудах м-й Вожминской и Лебяжинской группы составляет 0.3–8% (среднее 0.3–0.95%), Cu 0.1–2.45% (среднее 0.22–0.42%), Co 0.02–0.17%. Содержание Pd достигает 3.5 г/т, Pt 1.07 г/т,  $\Sigma$ ЭПГ в среднем составляет 1 г/т (по данным Карельской ГЭ), они обеспечиваются присутствием стибноарсенидов. На м-и Светлоозерском в ультрабазитах, измененных в разной степени и содержащих пентландит-пирротиновые и миллерит-пиритовые руды, среднее содержание Ni составляет 0.31–0.79%, Cu 0.11%. К ним приурочены антимониды Pd (рис. 1, табл. 1) – стибнопалладинит, измертиит, встречаются галенит и акантит.

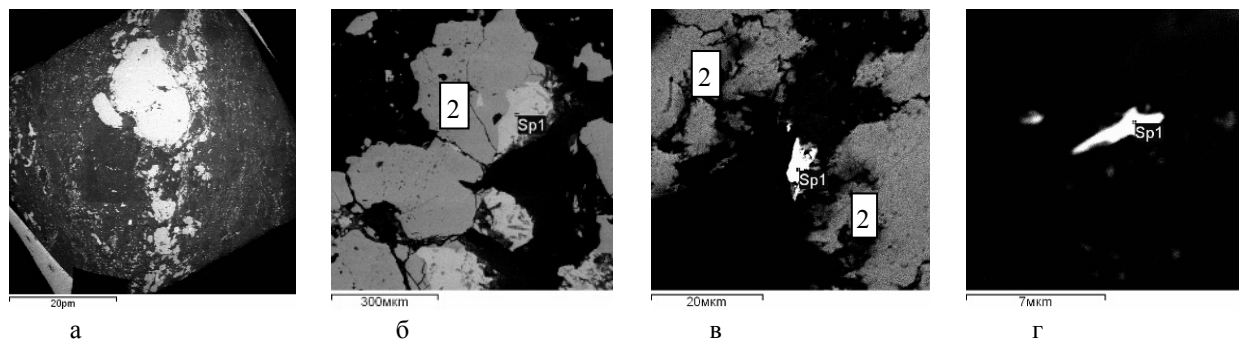


Рис. 1. Минеральная ассоциация руд месторождения Светлоозерское (С-144, 145):

а – текстура руд (144/68.7); б – миллерит (sp. 1), пирит (2); в, г – стибнопалладинит (sp.1), миллерит (2) (145/136.7)

В Южно-Выгозерском ЗП Cu-Ni-руды установлены в метакомастиитах и вмещающих сланцах Рыбозерской и Конжозерской структур [3]. На проявлении Западно-Рыбозерском во вкрапленно-прожилковых Cu-Ni-рудах, совмещенных с магнетитовой залежью, среднее содержание Ni составляет 0.54% (0.14–0.75% по разным скважинам).  $\Sigma$ ЭПГ в рудах составляет 0.13–1.29 г/т. Рудная минерализация представлена пирротинитом, пентландитом, виоларитом по нему, халькопиритом, TR-минералами. Сульфидные прожилки секут магнетитовые руды более ранней генерации. Платиноиды (рис. 2) представлены Ni-меренскиитом, Sb-майченеритом, Pd-мелонитом, Pd-Ni-Sb-Te-фазами, боровскиитом, сперрилитом (табл. 1, 2), реже встречаются кобальтин, галенит, клаусталит, рениит [1, 2, 4].

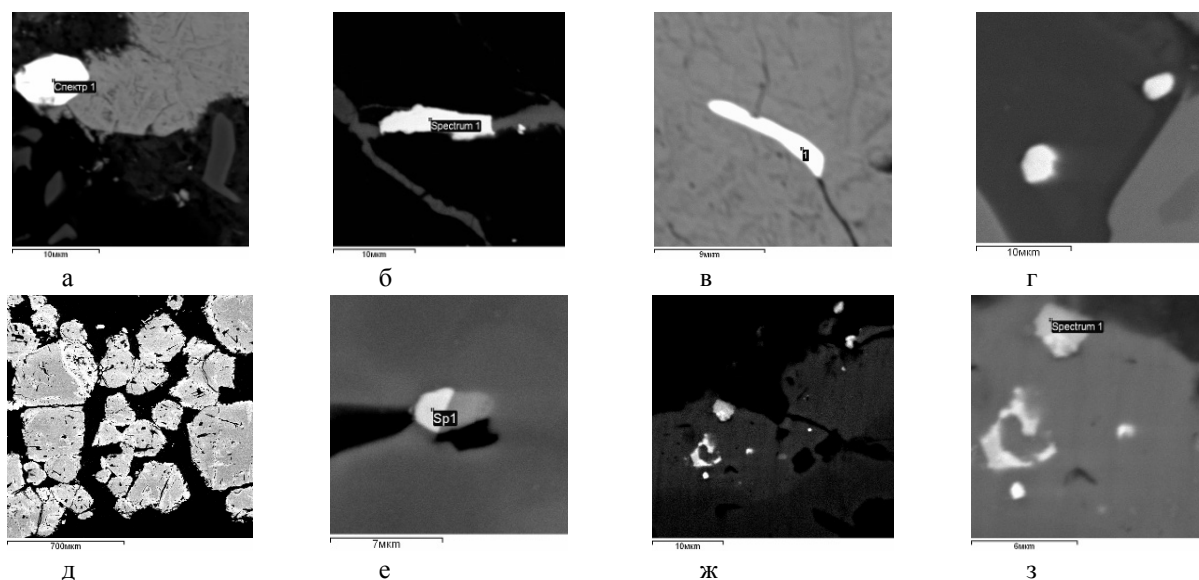


Рис. 2. Минеральные ассоциации платиноидов в медно-никелевых сульфидных (а-г) и хромитовых (д-з) рудах проявлений Рыбозерской структуры:

а – Ni-меренскиит (sp. 1), виоларит по пентландиту (серый), (обр. 7P-88,25-5); б – майченерит (sp.1) с халькопиритом (2P-56,6-6); в – Pd-мелонит (7P-88,5-31); г – сперрилит (белый) и магнетит (серый) в актинолите (1-69,4-15); д – хромитовые руды (обр. 9-190-2); е – никелин (sp. 1) в сростании с пентландитом в хромшпинелиде; ж – вкрапленность сульфидов Rh, Ru, Ir, Pt в хроммагнетите в кайме хромита; з – лаурит (sp. 1) в сростании с холингвортитом в хроммагнетите.

В Каменноозерской и Рыбозерской структурах Сумозерско-Кенозерского и Южно-Выгозерского ЗП с дунит-гарцбургитовым массивами связаны небольшие хромитовые проявления (Рыбозерское, Лексинское, Прибрежное, Приграничное). Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в рудах проявлений Приграничное и Прибрежное составляют 23–30%, Ладвозерское – 16–32% [3]. В хромитовых рудах встречаются редкие Cu-Ni-сульфиды и платиноиды. К Рыбозерскому ультрабазитовому массиву приурочено небольшое Ладвозерское проявление, ресурсы которого ( $P_2$ ) оцениваются в 13 млн т руды [1, 3, 5]. В зависимости от степени преобразования первичных силикатов пород происходят и изменения хромита: центральные части зональных кристаллов представлены высокохромовым хромшпинелидом, краевые – хроммагнетитом и магнетитом. Никелевые сульфиды (1–4%) образуют убогую вкрапленность, они представлены пентландитом, виоларитом, никелином, реже встречаются миллерит, полидимит, зигенит, галенит. Среднее содержание  $\Sigma$ ЭПГ в хромитовых рудах составляет 0.1 г/т, платиноиды

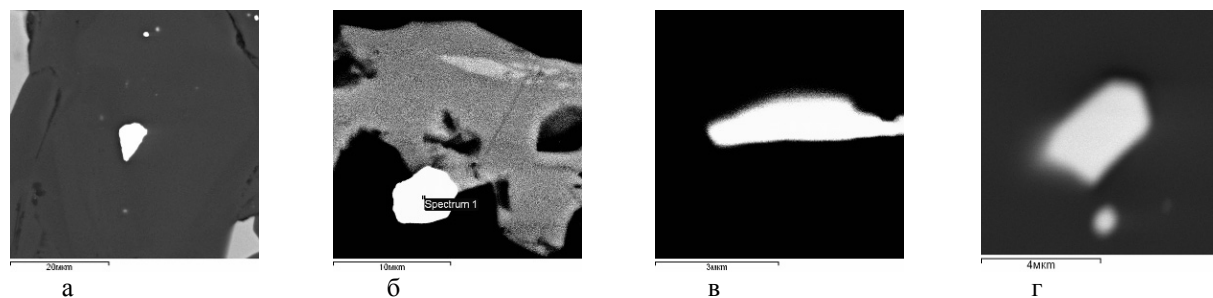
образуют микроскопические зерна и их срастания в краевых частях зерен хромшпинелидов и в хроммагнетите. Установлены такие Rh-Ir-Pt-минералы как лаурит, ирарсит, холлингвортит, сперрилит, мончеит, платина (рис. 2, табл. 2) и никелин. Стибиопалладинит обычно встречается в ассоциации с пентландитом.

**Таблица 1.** Состав висмутотеллуридов и антимонидов палладия (мас. %)

Эл	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ni	2.36		6.67	5.93	10.26	7.40		15.83	15.25	17.45	3.3	2.43	15.44		21.53	
Pd	58.83	64.87	17.97	23.49	13.58	17.15	26.04	3.72	3.83	6.02	34.39	24.64	2.50	29.84	2.59	66.04
Te			65.73	69.44	69.82	61.45	33.42	80.45	80.92	58.81	47.55	67.81	82.06	36.75	52.39	
Bi			9.63	1.14	6.34	14.0	33.97					5.11		7.26		
Sb	38.81	36.13					6.57			17.71	14.76			26.14	23.49	33.96
Σ	100	100	100	100	100	100	99.99	100	100	99.99	100	100	100	100	100	100
№	145–	2P–	2–134.7–	7P–	7P–	2P–	7P–	7P–	7P–	2P–63–	154–	154–	144–	144–	9–	
обр	136.7–4	51.3–27	16	88.25–8	88.25–16	56.6–6	88.2–16	88.2–31	88.2–15	26	38–10	38–4	12–28	12–4	180–6	

*Примечание.* Р-е Светлоозерское: 1–2 – стибиопалладинит. 3-Рыбозерское: 3–6 – Ni-меренскиит, 7 – Sb-майченерит, 8–9 – Pd-мелонит, 10 – Pd-Ni-Sb-Te-фаза, 11 – боровскит. Р-е Хаутаваарское: 12 – меренскиит, 13 – Pd-мелонит, 14 – Te-садберит, 15 – Pd-Ni-Sb-Te-фаза. Р-е Ладвозерское (Рыбозеро): 16 – палладинит (включение в пентландите).

В Сегозерско-Ведлозерском ЗП платинометалльная минерализация приурочена к Cu-Ni-рудам проявлений Хаутаваарское, Кивач, Хюрсюля. В Хаутаваарской структуре Cu-Ni-проявление Хаутаваарское характеризуется содержаниями Ni – 0.48–1.5%, Cu – 0.59 (до 7%). В слабо минерализованных ультрабазитах и сланцах по ним ΣЭПГ не превышает 0.045–0.007 г/т, в пентландит-халькопирит-пирротинных рудах в С-154 установлено 0.8–1.1 г/т, в С-152 – 2.85 г/т (по данным М.М. Лаврова и до 2–8 г/т, по данным КГЭ). В С-51–53ЮК в интервале в 3–10 м установлено до 2–8 г/т ΣЭПГ (КГЭ). Платиноиды (в некоторых изученных скважинах) представлены меренскиитом, Pd-мелонитом, сперрилитом, Pd-Ni-(Bi)-Sb-Te-фазами (табл. 2, рис. 3), распространены алтаит. Метаморфогенно-метасоматические изменения ультрабазитов сопровождаются образованием серпентинитов и затем хлорит-талк-карбонат-тремолитовых сланцев. При этом происходит переотложение платиноидов совместно с Сг во вмещающие черные и слюдястые сланцы. В районе горы Лоухиваара в фукситовых (1) и биотитовых (2) сланцах с сульфидной вкрапленностью повышается содержание Ni, Со, ΣЭПГ достигает 3.18–4.3 г/т в 1-ом типе и до 1.71–1.85 г/т во 2-ом, Au – 0.007–0.12 г/т.



**Рис. 3.** Минералы Pt и Pd в Cu-Ni и полиметаллических рудах Хаутаваарского проявления:

а – сперрилит в силикатах (обр. 154/38–8); б – сперрилит (sp.1) и пентландит в пирротине (38–12); в – меренскиит (38–10); г – Pd-Ni-Sb-Te-фаза (полиметаллическая минерализация, обр. 144/12)

**Таблица 2.** Состав арсенидов, сульфидов и сульфоарсенидов платиноидов (мас. %)

Эл	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ni											4.87			4.48		
Fe																
Pt	41.94	56.7	8.68		8.82		6.09	5.09	8.54	6.57	10.2			95.52	54.77	52.19
Ru			44.03	52.39	42.21	48.91			12.65							
Rh			2.69		2.98	2.10	39.37	42.82	17.73	31.74	11.75	15.77	14.73		3.21	5.85
Os			5.29		6.42	7.43	2.87		2.99							
Ir						5.53	3.79	2.86	14.44	14.83	30.99	38.95	38.99			
As	58.06	39.0	8.03	12.74	8.35		28.79	30.04	24.72	25.75	23.65	25.94	27.59		42.01	41.96
S		4.3	31.28	34.87	31.22	36.03	16.15	16.43	18.91	15.69	18.53	19.35	18.69			
Sb							2.93	2.76		2.43						
Σ	100	100	100	100	100		100	100	100	100	100	100	100	100	99.99	100
№	1–69.4–13		9P/190	4–12	4–1	29–1	3–1	4–3	4–2	4–4	4–7	4–8	4–6	4–5	154–38	

*Примечание.* 3- Рыбозерское: 1 – сперрилит. Ладвозерское: 2 – сперрилит, 3–6 – лаурит, 7–8 – холлингвортит. 9–10 – промежуточные фазы с ирарситом. 11–13 – ирарсит. 14 – платина. Хаутаваарское: 15–16 – Rh-сперрилит.

**Заключение.** К архейским интрузивным ультрабазитам и коматиитам Карелии приурочены небольшие по запасам Cu-Ni рудные объекты [3], содержащие платиноиды. В пентландит-пирротитовых вкрапленно-прожилковых и брекчиевидных рудах, особенно в участках обогащенных Cu, известны наиболее высокие содержания  $\Sigma$ ЭПГ ~1–4.5 г/т. На изученных рудопроявлениях суммарные содержания ЭПГ имеют прямую корреляцию с Ni и Cu. В измененных (серпентинизированных и оталькованных) коматиитах и перидотитах обычно встречаются палладиевые висмутотеллуриды и стибноарсениды, реже сперрилит, соответственно, среди ЭПГ преобладает Pd. В разрезах с коматиитами особый интерес представляет рудная минерализация в измененных породах и фукситовых сланцах, где наблюдается переотложение платиноидов ( $\Sigma$ ЭПГ до 4.3 г/т). Более высокотемпературные ассоциации платиноидов типичны для хромитовых руд и представлены арсенидами и сульфидарсенидами Pt, Ir, Rh, Ru. Минералы этих элементов в архейских хромитовых рудах Карелии установлены впервые. Они тяготеют к хромитовым горизонтам, именно к зернам хромшпинелидов и первым каймам вокруг них, то есть, образовались на ранней магматической стадии, до «массовой» серпентинизации пород. Концентрации этих платиноидов, установленные по отдельным пробам для проявления Рыбозеро, составляют 0.08–0.14 г/т. Повышенные содержания и находки минералов ЭПГ в Cu-Ni-рудах делают более «привлекательными» небольшие по масштабу месторождения и рудопроявления этого типа в Карелии при их возможной разработке.

#### Литература

1. Кулешевич Л.В. Золоторудное месторождение Рыбозеро в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе (Восточная Карелия) // Геология и полезные ископаемые. Петрозаводск. 2013. № 16. С. 89–101.
2. Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Первые находки ренийских минералов в Карелии // ДАН. Т. 432. № 1. 2010. С. 94–98.
3. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: «Карелия». 2005. Кн. 1. 278 с.
4. Слюсарев В.Д., Голубев А.И. Металлы платиновой группы в породах Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. Вып. 6. 2003. С. 34–43.
5. Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: «Наука». 1976. 165 с.

## ЭЛЬМУССКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА: ЭВОЛЮЦИЯ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА, ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД И БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

Кулешевич Л.В.<sup>1</sup>, Дмитриева А.В.<sup>1</sup>, Лавров О.Б.<sup>1</sup>, Иванов Д.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru;

<sup>2</sup>ГФ СПбГУ, г. С.-Петербург, geologspb@hotmail.com

В геологическом строении Эльмусской структуры (центральная Карелия) принимают участие архейские и протерозойские образования. Архейские зеленокаменные породы лопийского надгоризонта слагают вытянутые в меридиональном направлении толщи и имеют крутое падение. Они прорываются телами ультрабазитов, габброидов, дайками риодацитов, разнообразными гранитоидами и санукитоидным Эльмусским массивом. Архейские породы перекрыты протерозойскими отложениями сариолийского и ятулийского надгоризонтов, которые образуют небольшие синклинальные структуры, а также слагают западный борт более крупной Онежской структуры.

Архейские зеленокаменные породы представлены метабазами, туфами и сланцами по ним и коматиитам семчеченской свиты, кислыми и средними вулканогенно-осадочными образованиями бергаульской свиты (полосчатыми и агломератовыми туфами, вулканидами, кварц-карбонат-серицит-хлоритовыми, альбит-кварц-карбонат-хлорит-серицитовыми и углерод-содержащими сланцами, аркозами). На участке Педролампи нижняя часть разреза ЗП включает метабазациты, они прорываются порфиоровыми дайками. Вблизи контакта с ятулийскими кварцевыми конгломератами развиты альбит-карбонат-хлоритовые сланцы и аркозовые песчаники, в которых также встречаются крупные обломки и будинированные овальные тела Na-риодацитов и кварцевых жил разного размера. Возле поселка Эльмус распространены кислые вулканиды (риодациты) и серицитовые сланцы по туфам, к ним приурочен кварцевый штокверк. На участке Гавшланоя (южнее оз. Педролампи) серицит-хлоритовые сланцы по туфам средних и основных пород секутся габброидами. Возле ручья Талпус туфогенно-осадочная толща бергаульской свиты содержит прослои вкрапленных и массивных колчеданных руд. Породы прорываются гранитной интрузией, которая может быть апофизом более крупного массива. В районе оз. Пунозеро развиты аркозовые осадки и граувакки. Метаморфизм вмещающих толщ не превышает зеленосланцевой фации. Изменения пород и благороднометалльное оруденение Эльмусской площади (подробно рассматриваются в докладе) связаны: 1 – с формированием интрузивных тел (гидротермально-метасоматические), и 2 – обусловлены метаморфогенно-метасоматическими процессами, происходящими при формировании шир-зон.

**Петрохимические особенности интрузивных пород, изменения и рудная минерализация.** Лопийские зеленокаменные толщи прорываются интрузивными телами архейского возраста: 1) ультрабазитами (Столбовая гора), 2) габбро (Гавшланная), 3) Na-Ca гранитами и диоритами (массив Орехозерский) и небольшими сопутствующими им дайками, 4) гранит-порфирами (массив Талпусский), 4) дифференцированным умереннощелочным Эльмусским массивом (санукитоиды), 5) Na-K-гранитами (восточнее Пунозера).

На участке *Педролампи* встречаются дайки риодацитового состава с высокой натриевой щелочностью ( $\text{SiO}_2$  67.6–71.1%,  $\Sigma\text{alk} = 7.82\%$ ) и низким содержанием микропримесей (табл. 1), что типично для порфировых пород, связанных с толеитовыми базальтами. Связь золото-сульфидной минерализации с ними

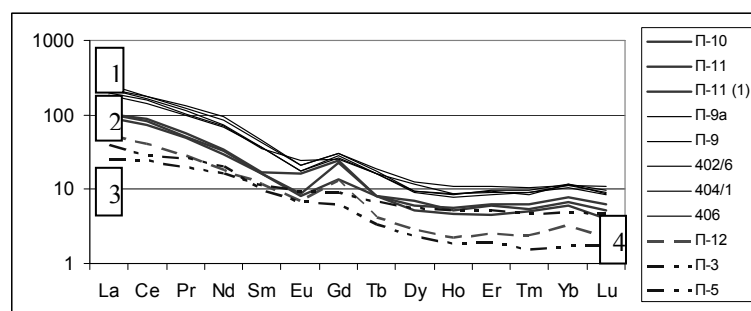
Химический состав некоторых типов интрузивных и измененных пород Эльмусской структуры (% , ppm)

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
$\text{SiO}_2, \%$	49.06	49.34	50.90	67.6	71.1	68.67	75.2	76.15	75.24	73.16	75.20	51.16	50.76	58.4	64.14
$\text{TiO}_2$	0.81	0.78	1.26	0.25	0.24	0.5	0.13	0.18	0.18	0.43	0.20	0.70	1.04	0.54	0.38
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14.67	15.46	10.47	15.45	15.2	15.64	12.8	12.63	12.45	14.65	14.0	5.33	12.98	15.10	14.94
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2.94	2.62	11.58	0.48	0.66	1.3	1.13	0.48	0.81	1.65	1.08	3.62	4.72	2.0	1.41
$\text{FeO}$	8.04	8.33	4.02	1.11	1.11	1.9	0.52	0.89	0.86	0.57	0.72	5.74	4.75	3.0	2.01
$\text{MnO}$	0.183	0.19	0.086	0.04	0.024	0.039	0.025	0.025	0.036	0.033	0.025	0.226	0.162	0.105	0.061
$\text{MgO}$	8.58	8.24	3.46	0.87	1.03	1.52	0.62	0.26	0.40	0.25	0.67	14.00	4.86	4.94	3.13
$\text{CaO}$	9.08	7.83	0.85	3.4	1.29	2.38	1.72	1.36	1.10	0.29	0.29	14.42	14.60	6.13	3.36
$\text{Na}_2\text{O}$	2.09	2.59	1.92	7.62	7.54	4.92	4.38	5.44	4.24	5.17	4.20	0.33	2.20	3.71	4.44
$\text{K}_2\text{O}$	0.07	0.05	0.70	0.2	0.27	1.84	1.61	0.89	2.98	2.07	2.47	0.17	0.67	4.32	4.73
$\text{H}_2\text{O}$	0.13	0.20	0.92	0.09	0.1	0.13	0.09	0.11	0.16	0.14	0.09	0.43	0.09	0.12	0.09
ппп	4.15	4.15	7.13	2.6	1.06	0.94	1.58	1.37	1.52	1.41	1.02	3.13	2.10	1.32	0.79
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.04	0.04	0.16	0.11	0.1	0.18	0.03	0.04	0.02	0.05	0.02	0.32	0.60	0.53	0.35
Сумма	99.84	99.82	93.46	99.82	99.72	99.96	99.84	99.83	99.99	99.87	99.98	99.58	99.53	100.2	99.83
$\Sigma\text{alk}$	2.16	2.64	2.62	7.82	7.81	6.76	5.99	6.33	7.22	7.24	6.67	0.5	2.87	8.03	9.17
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$				38.1	27.9	2.7	2.7	6.1	1.42	2.50	1.70	1.94	3.28	0.86	0.94
al				6.28	5.43	3.31	5.64	7.75	6.01	5.93	5.67	0.23	0.91	1.52	2.28
mg#				0.50	0.52	0.47	0.42	0.26	0.31	0.18	0.42	0.73	0.49	0.65	0.63
Li ppm	20.3	16.71	15.8	3.45	4.48	30	15	7.26	18.7	12.4	24.4	5.4	15.5	17.3	17.4
Ti	4845	4359	9809	1373	1414	2397	704	1132	1486	3442	1582	3769	6478	3313	2388
V	266	273	221	36.3	42	-	340	12	н	20.41	н	167	185	111	72.3
Cr	213	387	17	44	42	36	46	47	37.93	23.06	120.7	512	306	201	151
Mn	1345	1418	668	346	172	310	200	254.4	332.6	277	201	1649	1151	861	539
Co	42	29	20	9.3	8	7.3	2.8	1.85	1.71	1.65	2.51	49	33	22.1	14.8
Ni	150	145	30	17.6	16.7	13.7	9	12.3	11.81	6.48	52.85	247	127	68.7	65.4
Cu	89	53	281	31.6	6.5	51	14	-	8.95	10.44	32.34	11	84	33	48.7
Zn	91	68	11	7.4	6.9	18.5	17.2	22.8	117.2	54.43	32.53	123	103	78	67
As	6.5	н	41310	12.5	н	2.2	325	21	79.95	45	910.5	7.5	18.6	12	н
Rb	0.73	0.86	17.1	1.36	0.68	45.8	54	30	74.9	68.55	80.1	2	16	71	124
Sr	129	111	19	105	61.3	265	75	285	141.2	201.4	76.41	440	2039	1836	1286
Y	17.5	17.9	46	7.5	2.65	7	10	15	14.3	10.18	18.12	32.7	25.4	19.8	14.5
Zr	9.6	8.6	114	130	140	86	80	196	169.9	227.5	199.8	87	39.4	155	265
Nb	2.2	2	6	1.7	2.1	7.2	5	9.3	12.71	11.91	14.13	4.9	3.71	5	9.8
Mo	0.33	0.23	0.49	0.55	0.44	0.47	0.36	1.87	2.81	1.45	2.32	0.72	0.57	0.85	1.35
Ag	0.04	н	н	1.25	0.28	н	н	0.14	0.51	0.61	0.79	0.2	0.23	н	н
Sn	0.53	0.37	0.89	н	н	1.4	1.3	1.96	3.37	3	3.15	1.5	1.57	0.6	0.44
Sb	11.4	10	59	2.3	1.57	н	2.1	3.14	4.59	2.44	8.87	0.4	0.35	0.62	0.44
Te	0.55	0.33	1.61	н	н	0.01	0.05	0.06	2.64	3.5	3.8	1.3	1.14	0.2	н
Cs	0.11	0.13	2.13	0.18	0.15	2.3	1.1	0.77	1.98	1.66	1.75	0.12	1	1.6	1.74
Ba	30.5	27.3	137.5	139.4	125.3	562	327	337.4	720	705.3	712.2	71	623	4291	2560
Hf	0.47	0.47	3.04	4.76	5.08	2.9	3.3	8.16	4.55	5.26	5.52	3.5	1.57	3.75	6.17
Ta	0.19	0.13	0.37	0.22	0.21	1.15	0.57	1.1	0.73	0.26	0.82	0.3	0.1	0.41	0.75
W	0.79	0.63	63.2	0.97	0.68	0.2	0.31	0.8	1	1.01	1.85	0.72	0.78	0.44	0.62
Pb	4.4	1.7	9.5	5.6	2.8	11.5	4.1	73	2.81	11.07	10.27	11.7	11.4	36.6	58.2
Bi	н	н	0.1	0.06	0.1	0.01	0.02	0.06	0.25	0.63	0.6	0.3	0.2	0.21	0.42
Th	0.28	0.2	0.74	6.44	3.97	4.8	9.2	13	10.98	6.4	14.14	6.9	3.32	13	40.4
U	0.08	0.05	0.2	1.2	0.86	1.15	1.83	2.46	2.02	1.87	3.66	2.3	0.44	2.5	6.3
$\Sigma\text{REE}$	30	29.2	46	38	43	112	98	248	236	51	140	541	778	584	526
№ обр.	397	397/1	398	П-3	П-5	П-10	П-11	П-9	402/6	405	402/4	380	382/1	270	263
n	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

*Примечание:* Уч. Гавшланная (1–3): 1 – измененные габбро, 2 – метабазальты, 3 – измененные породы с арсенопиритом. Уч. Педролампи: 4–5 – Na-плагиопорфиры. Орехозерский массив (6–7): 6 – диориты, 7 – порфировые дайки (плагиогранит-порфир), Орехозеро). Уч. Талпус (8–11): 8 – гранит-порфир (альбитизированный); 9–10 – Ca-K-Na-граниты-порфиры; 11 – измененные граниты с арсенопиритом. Эльмусский массив: 12 – пироксенит, 13 – габбро, 14 – монцодиорит, 15 – кварцевый сиенит. n – количество образцов, н – ниже предела обнаружения, прочерк – нет данных, № 3 – содержит до 6.5 %  $\text{As}_2\text{O}_5$ .

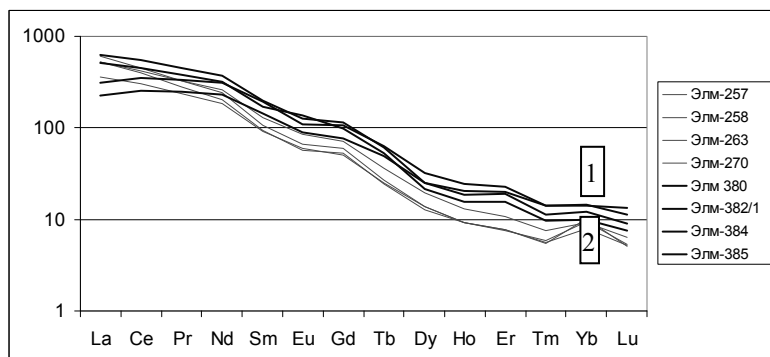
не установлена. Au-S-оруденение приурочено к шир-зоне (вблизи контакта с ятулийскими толщами), в которой разные по составу породы изменены до лиственитов или березитов, встречаются будинированные кварцевые жилы и вкрапленно-гнездовая пиритовая минерализация. Более поздними являются турмалин-хлорит-серицит-карбонатные метасоматиты и жилы с пиритом, халькопиритом и Ag-золотом.

*Орехозерский массив* представлен гранитами, диоритами и дайками гранит-порфиров (табл. 1), он включает ксенолиты вмещающих пород. Диориты содержат  $\text{SiO}_2$  68.67%,  $\Sigma\text{alk}$  6.3 ( $\text{Na} > \text{Ca} > \text{K}$ , ТТГ-серия), их изменения сопровождаются образованием эпидота, альбита, серицита по плагиоклазу, хлорита по биотиту. В ореоле массива развиты порфировые дайки. На рис. 1 для пород показано распределение REE, нормированное к C1, в сравнении с другими массивами Эльмусской структуры. Диориты и дайки имеют близкий состав, они содержат  $\Sigma\text{REE}$  130–98 ppm, Li 29–15, Rb 92–46, Zr 74–86, Cu, Zn до 18–51 ppm, Pb 2.2–11.5, Sb 2–3, W 0.3–1.4, Mo 0.3–0.47 ppm. Концентрация As повышается локально в зонах изменений: от 2–64 в диоритах, до 235–325 ppm в дайках западного экзоконтакта массива.



**Рис. 1 а. Распределение REE, нормированных к хондриту (C1) в гранитах и порфировых дайках Эльмусской площади:**

1 – массив Талпус (граниты, П-9, 402–405); 2 – Орехозерский массив (диориты и дайки в его ореоле. П-10, 11); 3 – Na-порфиры уч. Педролампи (П-3, 5); 4 – Na-K-граниты, Пунозеро (П-12).



**Рис. 1 б. Распределение REE, нормированных к хондриту (C1), в Эльмусском массиве:**

1 – пироксениты, габбро (380–382/1); 2 – сиениты, монцодиориты (270, 263).

Дайки архейских габбро участка *Гавишамная* прорывают зеленые сланцы по базальтам. Рассланцевание и изменения вмещающих пород и габбро приурочены к меридиональной шир-зоне. Они представлены ассоциацией лиственитов (карбонаты, хлорит, серицит, альбит, кварц), эпидозитов и секутся кварцевыми жилами. Метасоматиты выделяются по повышенным содержаниям Li, Rb, Sr, As (4.1%), Cu (280 ppm), Sb (60 ppm), W (63 ppm), появлению вкрапленности мелких кристаллов арсенопирита. Арсенопирит ассоциирует с пирротинном, халькопиритом, рутилом. Реже встречаются ульманнит, герсдорфит, кобальтин, шеелит, галенит, в арсенопирите – тонкое золото.

*Талпусский гранитный массив* представляет собой небольшое интрузивное тело гранит-порфиров в центральной части площади. Его возраст ~2860 млн лет [1] близок возрасту массива Карташинского 2810±60. Граниты сопровождаются кварцевым штокверком. Содержание  $\text{SiO}_2$  (табл. 1) в них составляет ~75%,  $\Sigma\text{alk}$  = 7.2–6.7% ( $\text{Na} > \text{K} > \text{Ca}$ ),  $\Sigma\text{REE}$  = 248–190 ppm,  $\text{mg}\#$  = 0.18–0.31. В измененных гранитах в кварцевом штокверке магнезиальность (0.12–0.17), сумма щелочей (4.8–1.6%),  $\Sigma\text{REE}$  (от 140 до 65–23 ppm), а также Rb, Sr, Y, Zr, Ba снижаются. Кварцевые жилы имеют простирание с аз. 1) 290–295° СЗ, 2) 320–330° СЗ, 3) 45–50°, реже 30° СВ. Их мощность колеблется от 5–15 см до 1–2 мм. В штокверке относительно менее измененных гранитов происходит увеличение As, Pb, Zn, Cu, Sb, Ag. Характер изменений гранитов в центральной части штокверка кварц-серицитовый, во внешнем ореоле развиты эпидот, кальцит, хлорит. В зальбандах кварцевых жил образуется галенит-арсенопиритовая минерализация, которая сменяется арсенопирит-сфалерит-халькопирит-пиритовой на удалении. Растворы, отделяющиеся от гранитов, оказали существенное влияние также и на вмещающие толщи и колчеданные руды, расположенные восточнее массива. Во вмещающих толщах в ореоле гранитного массива по зонам рассланцевания формируются альбит-серицит-кварц-карбонат (кальцит-анкерит)-хлоритовые метасоматиты. Рудная минерализация представлена вкрапленностью арсенопирита с пирротинном, наложенная прожилковая ассоциация представлена сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит, галенит), встречаются Cu-, Pb- и Ag-сульфосоли и золото [2].



Эльмусский умереннощелочной массив (2,74 млрд л.) образует вытянутое в СВ направлении тело в ЮЗ части площади, он дифференцирован от пироксенитов и габбро до монцодиоритов и кварцевых сиенитов (табл. 1, рис. 1), имеет типовые для санукитоидов геохимические характеристики. Ранние изменения связаны с распадами первичных силикатов. Поздние изменения пород сопровождаются образованием эпидота, альбита, актинолита, в габбро-пироксенитах с ними связано появление сульфидов (пирротин, халькопирит), благороднометалльная минерализация в ореоле массива не установлена.

#### Литература

1. Иванов Д.В., Лохов К.А. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из гранитного массива Талпус (Эльмусская площадь, центральная Карелия) // Материалы IV Междун. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. СПб. 2015. С. 431–435.
2. Олейник И.Л., Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Иванов Д.В. Рудно-формационные типы и минеральные ассоциации золоторудных объектов Эльмусской площади // Материалы межд. конф. «Золото Фенноскандинавского щита». Петрозаводск. 2013. С. 141–145.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И КОМПЛЕКСЫ НА НОВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ ЮВ ФЕННОСКАНДИИ М-БА 1:750 000

Куликов В.С., Володичев О.И., Голубев А.И., Горьковец В.Я., Иващенко В.И., Куликова В.В., Светов С.А., Слабунов А.И., Гоголев М.А., Полин А.К.

*Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск*

Геологическая карта м-ба 1:750 000 ЮВ Фенноскандии охватывает территорию более 300 000 км<sup>2</sup>, включая Республику Карелия и окружающие ее районы Мурманской, Архангельской, Вологодской и Ленинградской областей, а также Восточной Финляндии. Ее легенда существенно отличается от таковых для государственных геологических карт 3-го поколения м-ба 1:1000 000 [3] для Карело-Кольского региона в связи с использованием более прогрессивной, одобренной МСГН Международной хроностратиграфической шкалы докембрия на уровне эонов и эр, с внесением в них более дробных подразделений периодов (систем) и суперпериодов (суперсистем). Максимально привлечены материалы по геологии и геохронологии Института геологии КарНЦ РАН за последние 20 лет [5–13], а также учтены опубликованные работы других организаций, в том числе финляндских по докембрию Фенноскандинавского щита [4, 14, 16].

В геологическом строении рассматриваемой территории принимают участие образования трех эонов (архей, протерозой и фанерозой), 9 эр и 20 периодов (в т. ч. 3 суперпериода рифея в авторской интерпретации) (табл. 1). Продолжительность периодов не является постоянной величиной (кроме архея). Для палеозоя она составляет 25–80 (в среднем около 53) Ма, палеопротерозоя 90–150 Ма, а мезо- и неогархея выбрано фиксированное значение – 100 Ма (впервые вводимая временная система). В рифее, который не является стратотипическим подразделением для рассматриваемой территории, применяются более крупные подразделения (суперпериоды продолжительностью в среднем около 340 Ма), сопоставляемые с нижним, средним и верхним рифеем.

Анализ распределения магматических образований по выделяемым периодам (системам) на рассматриваемой территории показал следующее (см. табл.).

В архейском эоне (мезоархейская и неогархейские эры) фиксируется не менее 16 магматических проявлений во временных интервалах 3.0–2.9, 2.9–2.8, 2.8–2.7, 2.7–2.6 Ga. В первых трех периодах, характеризующихся развитием разновозрастных архейских зеленокаменных поясов, в пределах которых наряду с осадочными и хемогенными образованиями широко представлены: коматиит-базальтовые ассоциации, формирующиеся в океанических обстановках под воздействием мантийных плюмов и андезит-дацитовые серии адакитового и БАДР-АДР типов, генерируемые в конвергентных геодинамических системах. В регионе известны также архейские супрасубдукционные офиолиты [12]. Около 2.7±0.05 Ga отмечается широкое развитие санукитоидов (Mg-гранитоиды), а 2.7–2.6 Ga – гранитоидов нормальной и повышенной щелочности. Достоверно магматиты не отмечены пока в временных интервалах 3.1–3.0 и 2.6–2.5 Ga. Интенсивные метаморфические процессы установлены в периоды 2.9–2.8, 2.8–2.7 (в том числе древнейшие в мире эклогиты) и 2.6–2.68 Ga и предполагаются в 3.3–3.2 Ga.

Некоторые исследователи [9, 13 и др.] в качестве фундамента мезоархейских зеленокаменных поясов рассматривают гранулиты Вокнаволоцкого блока и древнейшие ТТГ с амфиболитами Водлозерского блока, возраст которых дискуссионный. Однако, палеоархейский возраст (3.3–3.8 Ga) детритовых цирконов из перекрывающих терригенных пород неогархея и палеопротерозоя не вызывает сомнений [7 и др.].

# ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Обобщенные показатели легенды геологической карты ЮВ Фенноскандии, м-б 1:750000

Главные нижние границы, Ga	Эратемы	Системы и их индексы, (к-во на карте)	Вулканогенные формации (комплексы), к-во	Интрузивные формации (комплексы), к-во	Пики метаморфизма, Ga
0.542	31 палеозой	314–316 (3)	0	1	
1.0	23 неопро- терозой	231–232* (2)	0	0	
1.65	22 мезопротерозой	221*–222* (2)	2	2	
2.5	21 палео- протерозой	211–216 (6)	4	17	1.85–1.89 1.91–1.92
2.8	13 неоархей	131–132** (2)	3	5	2.6, 2.68–2.72 2.72–2.79
3.2	12 мезоархей	121, 123–124** (3)	3	4	2.82–2.85 3.0–3.15
3.8	11 палеоархей	?	1?	?	3.24

Расшифровка индекса для систем и их аналогов (суперсистем):

первая цифра слева – № зона (1 – архей, 2 – протерозой, 3 – фанерозой);

вторая цифра слева – № эры в зоне (11 – палеоархей, 12 – мезоархей и т.д.);

третья цифра слева – № системы в эре (палеозой: 311 – кембрий, 312 – ордовик, 313 – силур, 314 – девон и т.д.; неопро-терозой: 231 – верх. рифей, 232 – венд; мезопротерозой: 221 – ниж. рифей, 222 – сред. рифей; палеопротерозой: 211 – сумий, 212 – сариолий, 213 – ятулий, 214 – людиковый, 215 – калевий, 216 – вепсий; мезоархей [временные системы]: 121 – 3.2–3.1 Ga, 122 – 3.1–3.0 Ga, 123 – 3.0–2.9 Ga, 124 – 2.9–2.8 Ga; неоархей: 131 – 2.8–2.7 Ga, 132 – 2.72.6 Ga, 133 – 2.6–2.5 Ga).

\* – суперсистемы в рифее

\*\* – временные системы в архее

В протерозойском эоне магматизм проявлен в трех эрах с разной интенсивностью. В палеопротерозое магматические комплексы фиксируются во всех 6 периодах, но более значимыми являются сумийская (наиболее крупная магматическая провинция на щите) с расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями и ассоциирующимися с ними вулканитами, ятулийская трапповая формация с вулканическими и субвулканическими фациями и людиковийская с пикрит-базальтовым вулканизмом и интрузиями габброидов и перидотитов. В палеопротерозое формируются щелочно-ультраосновные магматиты (Тикшозерско-Елетьозерский комплекс), а также кимберлиты в людиковии (?). Наиболее интенсивное проявление корового магматизма происходило в Ладожской провинции на орогенном этапе ее развития. Интенсивные метаморфические процессы палеопротерозоя фиксируются в Ладожской (1.85–1.89 Ga) и Беломорской (1.91–1.92 Ga) провинциях, связанные с становлением аккреционного Свеккофеннского и коллизионного Лапландско-Кольского орогена, соответственно. Метаморфизм гранулитовой фации фиксируется в ЮЗ Приладожье (Куркиекский комплекс). В мезопротерозое (раннерифейский суперпериод) широкое развитие получила анортозит-рапакиви-гранитная формация в Приладожье (интрузивы Выборгский, Салминский и др.). В среднерифейском суперпериоде отмечены проявления рифтогенеза с трапповой формации в Восточном Беломорье, кимберлит-лампроитовой – в Западной Карелии.

Палеозойская эра отличается своей амагматичностью за исключением девона, где на севере территории отмечаются комплексы Кольской щелочно-ультраосновной крупной магматической провинции (массивы Салланлатва, Вуориярви и соответствующие дайки) [1].

Таким образом, на рассматриваемой территории ЮВ Фенноскандии отчетливо проявлены все главные этапы развития крупного сегмента земной коры Северной Европы от раннего архея до позднего палеозоя со сменой геодинамических режимов от плитной тектоники в мезо- и неоархее, приводящей к формированию суперконтинента Кенорленд, частями которого были архейские террейны щита [6]. Последний в раннем палеопротерозое подвергся распаду. В Карельской провинции (кратоне) выделяются этапы: рифтогенный (сумий-сариолий), протоплатформенный (ятулий-людиковый), орогенный (калевий) и посторогенный (вепсий), завершающий формирование суперконтинента Нуна (Колумбия). Начало распада этого суперконтинента отразилось в образовании рифейских грабенов на ВЕП и Фенноскандинавском щите со специфическим магматизмом повышенной щелочности (в т.ч. анортозит-рапакиви-гранитного). Данный этап завершился полной консолидацией региона, который был нарушен только в девоне под воздействием крупного мантийного плюма, продуктом которого явились щелочно-ультраосновные комплексы Мурманской области и СВ Финляндии [1] и кимберлиты Архангельской алмазоносной провинции [2].

## Литература

1. Арзамасцев А. А., Федотов Ж. А., Арзамасцева Л. В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука. 2009. 388с.
2. Богатилов О. А., Гаранин В. К., Кононова В. А. Архангельская алмазоносная провинция. Геология, петрография, геохимия и минералогия. М.: МГУ. 1999. 524 с.
3. Богданов Ю.Б. Государственная геологическая карта РФ лист Р-35–37. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ. 2000. 322 с.

4. Геологическая карта Кольского полуострова 1:1000 000 / Ред. Митрофанова Ф.П. Апатиты: КНЦ РАН. 2001.
5. Геология Карелии / Ред. Соколов В.А. Л.: Наука. 1987. 141 с.
6. Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. 220 с.
7. *Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
8. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита Л. 1988. 252 с.
9. *Куликова В. В.* Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1993. 255 с.
10. Онежская палеопротерозойская структура. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. 430 с.
11. *Светов С. А.* Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
12. *Слабунов А. И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 296 с.
13. *Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б.* Формирование архейской коры Водлозерского домена – предыстория заложения суперконтинента Кенорленд (Балтийский щит) // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы IV Российской конференции по геологии и геодинамике докембрия. СПб: ИГГД. 2014. С. 88–93.
14. Geological map of the Fennoscandian shield 1: 2000 000. Helsinki. 2001.
15. Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian shield / Eds. Lehtinen M. et al. Amsterdam: Elsevier. 2005. 286 p.
16. Suomen kallioperakartta (eds. Korsman K. et al.) 1: 1000 000. GSF. 1997.

## ИЗОТОПНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЦИРКОНОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ОЗ. КИМОЗЕРО (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

**Латыпова Э.Х.<sup>1</sup>, Лохов К.И.<sup>1,2</sup>, Скублов С.Г.<sup>3,4</sup>, Путинцева Е.В.<sup>1</sup>, Глебовицкий В.А.<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup>СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: ehlatypova@yandex.ru

<sup>2</sup>ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия,

<sup>3</sup>ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия, <sup>4</sup>НМСУ «Горный», г. Санкт-Петербург, Россия

Кимозерское проявление кимберлитов, находящееся внутри юго-восточной части Карельского кратона, известно своими древними датировками. В последнее время стоит вопрос о гетерогенности возраста цирконов. Проблема гетерогенности возраста цирконов из кимберлитов оз. Кимозера описана в работах [3], [5].

Авторами [3] были выделены гетерогенные зерна с ядрами с осцилляционной зональностью (магматического генезиса) и однородные зерна циркона и каймы вокруг зональных ядер, с U-Pb возрастом около 2.0 и 2.2–2.4 млрд лет. По содержанию REE были установлены значимые отличия только между разновозрастными ядрами и однородными цирконами, вне зависимости от их возраста и морфологии (каймы и однородные зерна). Поэтому, разделение однородных цирконов на собственно кимберлитовые и «метаморфические гранулитовые», авторами [3], только на основе их морфологии – однородные зерна и однородные каймы, соответственно, требовало независимой проверки.

В нашей работе были проведено U/Pb датирование возраста цирконов из кимберлитов Кимозера (образец KL–1) на SHRIMP- II (ЦИИ ВСЕГЕИ), сопровождавшееся определением содержания и распределения REE и редких элементов на ионном микрозонде Cameca IMS–4f (ЯФ ФТИАН) по стандартным методикам. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался к составу хондрита C1 [6]. Температура кристаллизации циркона рассчитывалась с помощью Ti- термометра [7]. Также изучался петрографический состав пород.

Нами были изучены петрографические особенности пород из скважины №8, слагающих жерловую фацию, и породы из обнажений разного состава. В ходе исследований было установлено, что представленные породы являются кимберлитовыми туффобрекчиями. Шлифы из скважины характеризуются сильным изменением и преобразованием первичных минералов серпентином. Так, серпентин представлен ранней и поздней генераций изменения пород. В целом, изучаемые породы не очень массивны, преобладают зерна оливина, замещенные серпентином, флогопит, очень сильно измененный хлоритом, но кое-где наблюдаются хорошо отличимые зерна, также шлифы сильно ожелезнены.

Выделенные из кимберлита цирконы (обр. KL–1) характеризуются однородным строением в катодолюминесценции (CL), округлыми очертаниями, зачастую с неровными границами зерен. Серые тона в зернах преобладают над темно-серыми, наблюдаются дымчатые переходы (рис. 1). У единичных зерен обнаружено зональное строение (рис. 1, образцы 12.1;15.1;15.2), в этих зернах наблюдается почти черное ядро и светлосерая кайма в катодолюминесценции.

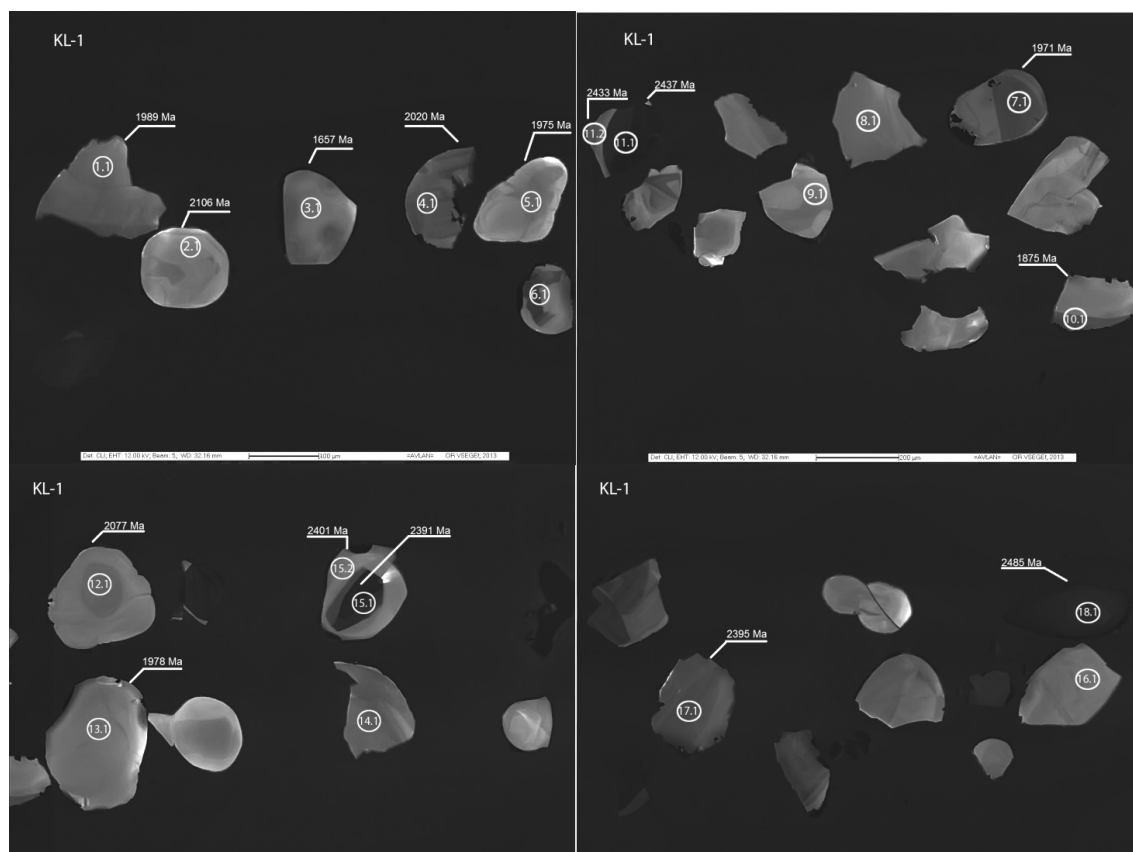


Рис. 1. Католюминесцентное изображение цирконов (обр. KL-1)

По результатам локального U-Pb датирования четко выделяются два кластера – с конкордантными возрастами  $2009 \pm 14$  млн лет (по 13 точкам) и  $2422 \pm 13$  млн лет (по 5 точкам, рис. 2а, б). Для центральных и краевых частей зональных цирконов (зерна 11 и 15) не установлены значимые различия по результатам датирования, для них все определения попадают в более древний кластер.

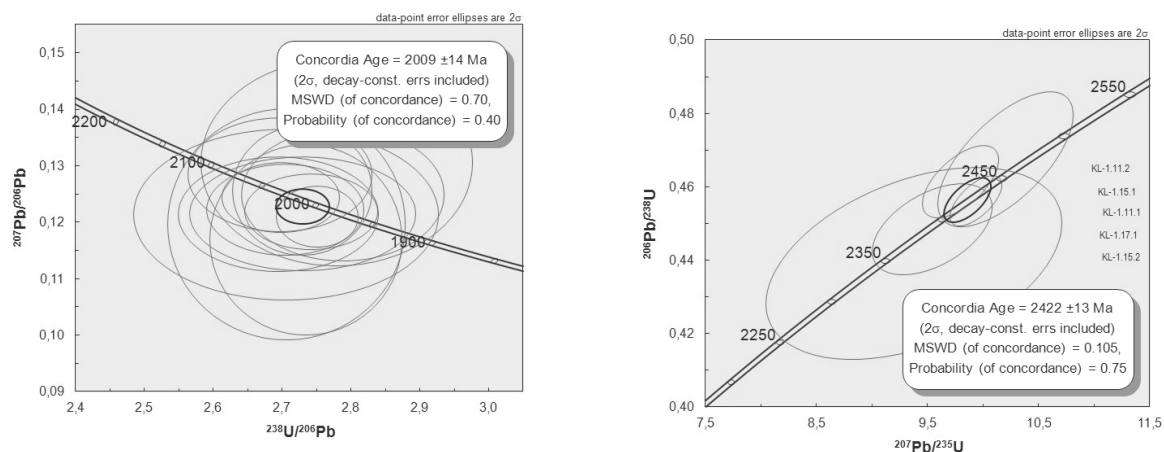


Рис. 2. а) Кластер с конкордантным возрастом  $2009 \pm 14$  Ма (построен по 13 точкам и скорректирован на обыкновенный свинец (Total) изотопным соотношением); б) Кластер с конкордантным возрастом  $2422 \pm 13$  Ма (построен по 5 точкам)

Цирконы, попадающие в две разновозрастные группы, отличаются по содержанию редких и редко-земельных элементов. Для молодых цирконов, исключая зерна 6.1 и 2.1, характерен пониженный уровень содержания REE (около 14 ppm), наблюдается положительная Ce-аномалия ( $Ce/Ce^*$  около 7,6 ppm) и

Eu-аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в среднем 0,66). Цирконы 6.1 и 2.1 отличаются повышенным содержанием LREE и практически горизонтальным спектром распределения REE, который характеризуется отсутствием Ce-аномалии (рис. 4.а). Возможно, эти отличия можно объяснить неравномерным воздействием кимберлитового флюида с карбонатными комплексами, которые избирательно переносят REE [5].

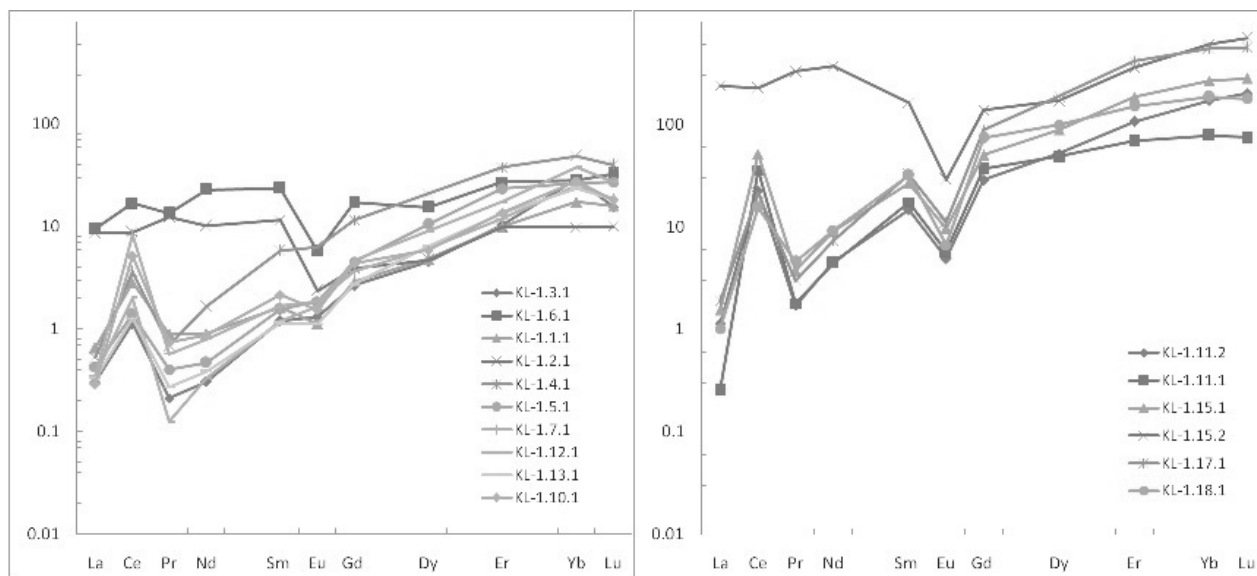


Рис. 3. Спектры распределения REE в цирконах из кимберлита оз. Кимозеро

(а – молодые кимберлитовые цирконы, б – захваченные древние цирконы)

Цирконы (кроме зерна 15.2), попадающие в древний кластер возрастов, характеризуются повышенным содержанием REE (в среднем 136 ppm), наблюдается четко-выраженная Ce-аномалия ( $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  около 21, в среднем). Зерно 15.2 характеризуется повышенным на порядок содержанием LREE (392 ppm), которое также можно связать с воздействием на циркон углекислотного флюида.

Две разновозрастные группы цирконов значительно отличаются и по содержанию редких элементов. Для молодых цирконов характерно пониженное, по сравнению с цирконами более древней группы, содержание Li, P, Y, Th, U, повышенное – Hf. Молодые цирконы из кимберлита оз. Кимозеро захвачены кимберлитовым расплавом где-то на глубине, о чем свидетельствует несоответствие возраста данных цирконов со стратиграфическим возрастом кимберлитов Кимозера, которые прорывают вулканы людикувоя с возрастом 2050–1980 млн лет. Предполагается, что эти цирконы были захвачены кимберлитовым расплавом на глубине, однако низкие концентрации урана и особенности спектра РЗЭ показывают отношение этих цирконов к глубинному источнику кимберлитов, отражая его глубинную дифференциацию.

Древние цирконы являются захваченными кимберлитовым расплавом. От цирконов с возрастом  $2009 \pm 14$  млн лет они отличаются по описанным ранее признакам. Эти признаки, на первый взгляд, характерны для «магматических» цирконов. Однако для исследованных цирконов установлена незначительная дифференцированность (выположенность спектра) в области HREE, – у них  $\text{Lu}_N/\text{Gd}_N$  отношение, в среднем, около 5, в то время как для цирконов магматического генезиса того же возраста из базитов Беломорского пояса это отношение составляет в среднем 27 (по 8 точкам, обр. 223 [1]). Содержание Y в древних цирконах из кимберлита в среднем равняется 220 ppm, что значительно ниже содержания Y в магматических цирконах из основных пород, где, как правило, не менее 2000–3000 ppm [1, 2]. Такая особенность состава предполагает наличие граната – минерала-концентратора HREE и Y в момент кристаллизации захваченных древних цирконов и, соответственно, их метаморфический генезис. Определение фации метаморфизма (гранулитовая или эклогитовая) является более сложной задачей по причине отсутствия минералов-индикаторов хотя бы в виде включений в цирконе, однако, данные цирконы с возрастом 2422 млн лет хорошо коррелируются с возрастом рифтинга на Балтийском щите [4].

Предположение о сосуществовании граната предполагает рассмотрение обстановки опускания данных пород на глубину. Вместе с этим, ставится предположение о том, что в это время параллельно процессам рифтогенеза на Балтийском щите шел процесс локального сжатия, и эклогиты или гранулиты – метаморфические породы высокого давления, могли формироваться именно в данной обстановке.

Литература

1. Березин А.В., Скублов С.Г. // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 265–286.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И., Сибелев О.С. и др. // Геохимия. 2012. № 8. С. 734–748.
3. Грибань Ю.Г., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Лепехина Е.Н. // Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 11–15 февраля 2013г., Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. С. 741–746.
4. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А.Д. Щеглова. Санкт-Петербург, 1993.
5. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2011. 431 с.
6. McDonough W.F., Sun S.-s. // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
7. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. P. 413–433.

## РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Левицкий В.И., Левицкий И.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, vlevit@igc.irk.ru

В Восточной части Балтийского щита и Присяянском краевом выступе Сибирского кратона присутствуют типичные элементы континентальной коры: гранито-гнейсы сложенные тоналитит-трондьемитовыми ассоциациями (ТТА), зеленокаменные и гранулитовые пояса (ЗП и ГП), гранитные комплексы, гранито-гнейсовые ареалы (ГГА). В выступе выделяются: Онотско-Таргазыйский домен с массивами ТТА, Онотским и Таргазыйским ЗП; Китойский, Жидойский и Иркутский домены сложенные ГП и гранитоидами.

**Палеоархей (3,2–3,4 млрд лет).** В Присяянском выступе палеоархейские гранито-гнейсы, представленные ТТА залегают в виде тектонических пластин и линз, крупных тел в Онотско-Таргазыйском домене. Они относятся к высокоглиноземистым тоналам и трондьемитам. По высоким содержаниям CaO, Sr, низким – K<sub>2</sub>O, Rb они близки к гранитам I-типа, по значениям La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> и Yb<sub>n</sub> – к архейским ТТА. Фиксируется три рубежа их становления (3,38, 3,34, 3,25 млрд лет) с низкими отрицательными величинами  $\varepsilon_{Nd}(t)$ . На Балтийском щите предполагается присутствие ТТА такого же возраста в Карельском (Водлозерский блок) домене и Финляндии, но на Балтийском щите в ТТА отмечаются включения более древних коматитов, которые пока не обнаружены в Присяяне.

**Мезоархей (3,2–2,8 млрд лет).** В период 3,2–3,1 млрд лет в Карельском и Онотско-Таргазыйском доменах формировались «сиалические ядра» с тоналами ( $\varepsilon_{Nd}(t) = -3,1-1,8$ ). Породы Балтийского щита являются более магнезиальными по сравнению с сибирскими, обогащены – Cr, Ni, обеднены – Zr, REE. В Кольском домене возникли ЗП с вулканитами (2,92–2,79 млрд лет), парагнейсами (2,88–2,79 млрд лет), проявился метаморфизм в условиях гранулитовой фации (2,7–2,88 млрд лет). В Беломорье в чупинской серии – парагнейсы, вулканиты (2,85 млрд лет), гранулитовый метаморфизм (2,85–2,82 млрд лет); в Северо-Карельском домене – вулканиты Керетского и Тикшеозерского ЗП (2,88–2,82 млрд лет), тоналиты (2,78 млрд лет), массивы гранитоидов [2, 3].

В Сибири в период 2,9–2,8 млрд лет возникли Онотский и Таргазыйский ЗП, сложенные метаматическими амфиболитами и плагиогнейсами, метаосадочными низкоглиноземистыми биотитовыми, гранат-биотитовыми и высокоглиноземистыми ( $\pm$ Ky, St, Grt) гнейсами, железистыми кварцитами. Модельные возраста пород Онотского ЗП  $T_{Nd}(DM) = 2,8-3,6$  млрд лет, а Таргазыйского – 2,89–3,6 млрд лет. Зеленокаменные пояса были заложены на континентальной коре, являясь производными внутриплитного магматизма.

**Неоархей (2,8–2,5 млрд лет).** На Балтийском щите [2,3] завершение формирования ЗП Центрально-Карельского домена, окончание вулканизма, внедрение диоритов и тоналитов (2,78–2,74 млрд лет), гранитов I типа. В Беломорье – выплавление ТТА; на Кольском – внедрение гранодиоритовых (2,73 млрд лет), плагио-микроклиновых гранитных (2,76 млрд лет), щелочно-гранитных, граносиенитовых (2,79–2,81 млрд лет) массивов, редкометальных пегматитов (2,73 млрд лет), окончание кратоногенеза; в Северо-Карельском домене внедрение Нотоозерского интрузивного комплекса (диориты, тоналиты) (2,728 млрд лет). В Фенно-Карельском домене сформировались субщелочные гранитоиды (2,85–2,74 млрд лет); в Кольском – габбро-анортозиты (2,61–2,679 млрд лет), щелочные граниты (2,751–2,674 млрд лет); в Центрально-Кольском, Мурманском – монзониты, сиениты (2,727 млрд лет) [2,3].

В Сибири на рубеже **2,7–2,8 млрд лет** в Китойском, Жидойском, участками в Иркутном доменах сформировались эндербиты. Им присущи более древние, чем палеоархейским ТТА модельные возраста [ $T_{Nd}$  (DM) – 3,3–3,8 млрд лет, с низкими  $\epsilon_{Nd}$  (t)], указывающие на коровый источник. В этот период возникли так называемые «проблемные» метаматические породы – гранит-мigmatиты, плагиогнейсы. Им присуще преобладание Na над K, повышенные содержания  $Al_2O_3$ , Zr, элементов группы железа, Eu минимум, пониженные – Ba, Sr, относительно древние модельные возраста ( $T_{Nd}$  (DM) 3,34–3,38 млрд лет), абсолютный возраст (2,758 млрд лет), низкие величины  $\epsilon_{Nd}$  (t) (–7,1– –12,1). Одни из них близки ТТА, а другие адакитам и ультраметаморфическим гранитоидам.

**2,6–2,7 млрд лет** В Иркутном, Жидойском доменах доминируют двупироксеновые сланцы, гнейсы, реконструируемые как метавулканы высоко- и низкальциевых известково-щелочных серий надсубдукционных обстановок. Среди метасадочных пород наблюдаются сланцы, гнейсы, кварцито-гнейсы (Grt, Bt, Crd, Cpx, Sil, And, Qz, Pl), реставрируемые как метасадочные островодужные и металатеритные континентальные ассоциации. Обнаружены расслоенные габбро-анортозитовые серии, возраст (2,649 млрд лет) которых совпадает со становлением подобных пород на Балтийском щите. Метаморфизм и гранитообразование происходили в период 2,562–2,557 млрд лет [ $\epsilon_{Nd}$  (t) –2,4 – –3,85].

В Китойском домене китойского комплекса серии формировались метавулканы нормальных и высококальциевых известково-щелочных серий (2,545 млрд лет), карбонатные осадки обогащенные Fe и Mn, древние коры выветривания, метатерригенные осадки. Гранулитовый метаморфизм, гранитообразование происходило в период 2,48–2,53 млрд лет.

Неоархейские гранитоиды в Иркутном, Жидойском, Китойском доменах образуют или гранит-мigmatитовые поля и (или) крупные массивы ГТА и относятся к китойскому ультраметаморфическому комплексу [1]. Среди них есть как расчлененные плутогенные гранитоиды А, I типов, так и S и ультраметаморфического типов. Состав последних определяется субстратом замещаемых пород и степенью его замещения. Ультраметаморфические гранитоиды в шарыжалгайском (Иркутный и Жидойский домены) и в китойском (Китойский) комплексах по геохимическим характеристикам близки между собой, относятся к син-и постколлизийным гранитам. Они обогащены  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ , Ba, REE, Zr, Cr, Ni. В Онотско-Таргазойском домене происходило гранитообразование по ТТА, метавулканикам и осадочным породам Онотского и Таргазойского ЗП, формирование батолитов посткинematических гранитов и ТТА. Возраст мigmatитов и гранитов, развитых по ТТА полученный Rb-Sr методом – 2,64 млрд лет. Они имеют разнообразный состав из-за наследования главных петрогеохимических характеристик разного субстрата. При этом граниты, залегающие и развивающиеся по ТТА, отличаются от гранитоидов замещающих породы гранулитовых комплексов меньшими содержаниями  $TiO_2$ , железа, MgO, CaO, Ba, REE, Zr, Cr, Ni, Co и большими –  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ , Rb, Pb. К неоархейским коллизийным зонам приурочены интрузии гранитоидов, расположенные между палеоархейскими гранито-гнейсами ТТА и неоархейскими гранулитовыми комплексами.

Породы Гарганской глыбы, слагающие основание Тувино-Монгольского микроконтинента – полосчатые ТТА с амфиболитами во многом подобны ТТА Онотско-Таргазойского домена, но их возраст полученный U-Pb методом по цирконам тоналитов 2,752 млрд лет. В гнейсах глыбы присутствуют мigmatиты и калиевые граниты близкие по петрогеохимическим характеристикам подобных пород в Присяянском выступе. Это все явилось основанием для отнесения ТТА Гарганской глыбы к Сибирскому кратону.

**Палеопротерозой 2,5–2,0 млрд лет.** В Кольском домене 2,4–2,5 млрд лет начался рифтогенез; в Колвицком – внедрение субщелочных гранитов (2,36 млрд лет), пегматитов (2,056 млрд лет) [2]. В Кольско-Норвежском и Карельском доменах – габбро-анортозиты (Мончетундра, г. Генеральская, Федоровские и Панские тундры, Олангская, Бураковская. Печенгская и другие.) [2].

К концу периода Онотско-Таргазойский и Китойский домены прошли стадию кратонизации. Гранитоиды с возрастными уровнями 2,0–2,35 млрд лет пока не известны в выступе. В Иркутном и отчасти Жидойском домене в интервале 2,3–1,9 млрд лет формировались субдукционные известково-щелочные бимодальные серии, терригенные и карбонатные (доломитовые) осадки шарыжалгайского полихронного комплекса.

**2,0–1,8 млрд лет.** В Умбинском и Терском блоках происходило накопление осадков в аккреционных призмах, зональный метаморфизм, внедрение эндербитов Умбинского массива. В Сальных тундрах наложение высокobarического метаморфизма на умеренно-барический. В лапландском ГП коллизия началась после субдукции [2] и завершилась к рубежу 1912 млн лет. Пластины гранито-гнейсов внедрены в разрез. Метаморфизм 1,85–1,9 млрд лет с формированием ортопироксеновых гранитоидов. В Северном Приладожье – гранулитовый метаморфизм, внедрение диоритов, габбро, тоналитов, калиевых гранитов, ультраметаморфизм, анатексис. Южно-Финляндский домен завершил развитие – 1,8–1,82 млрд лет [2], позже были сформированы анорогенные граниты рапакиви.

В Иркутном, Жидойском доменах в интервале 2,0–1,9 млрд лет образовались бимодальные известково-щелочные серии, накапливались метатерригенные, железистые, карбонатные осадки. 1,85–1,86 – метаморфизм гранулитовой фации с образованием двупироксеновых, гиперстеновых ( $\pm Amf$ , Qz, Mag, Bi) плагиослан-

цев и плагиогнейсов, эндебитов, чарнокитоидов, метатерригенных биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов и плагиогнейсов, доломитовых мраморов, кварцитов. Шарыжалгайский комплекс Иркутском домена является полихронным. Выделяется три возрастных уровня – палеоархейско-мезоархейский (эндебиты, гиперстеновые плагиогнейсы), неоархейский (метавулканиды высококальциевой известково-щелочной серии, габбро-анортозиты, высоко- и умеренноглиноземистые гнейсы), палеопротерозойский (метавулканиды известково-щелочной, умеренно и низкоглиноземистые гнейсы). При становлении палеопротерозойской аккреционно-коллизийной зоны породы трех уровней были совмещены как пластины в один шарыжалгайский комплекс. Подобная ситуация отмечается в лапландском ГП, но он является эталоном проявления высокобарического метаморфизма повышенных давлений.

На рубеже 1870 млрд лет субдукция неоархейского китойского комплекса Китойского домена с полихронным шарыжалгайским комплексом Иркутно-Жидойского домена, коллизия и гранулитовый метаморфизм – 1,86–1,87 млрд лет. 1,85–1,868 млрд лет – второй период гранитообразования с развитием ультраметаморфических гранитов в ГП и интрузий гранитоидов А типа в зоне сочленения Иркутно-Жидойского и Китойского доменов.

В Восточной части Балтийского щита и в Присаянском краевом выступе Сибирского кратона выявлена близкая последовательность проявления раннедокембрийских процессов. На Балтийском щите большее распространение имеют гранито-гнейсы ТТА и зеленокаменные пояса, а в Присаянском выступе – гранулитовые комплексы с редкими ТТА. В архейский период на Балтийском щите формировались массивы гранитоидов и габбро-анортозитов, которые слабо представлены в Присаянском выступе. Если рост континентальной коры на Балтийском щите происходил, главным образом, в мезоархее, то в Присаянском выступе основная часть коры была сформирована в раннем палеопротерозое.

*Работа частично выполнена при поддержке проекта РФФИ 14-05-31036 мол.а.*

#### Литература

1. Магматические формации юга Восточной Сибири и Северной Монголии (Объяснительная записка к карте масштаба 1:500000, Ред. Абрамович Г.Я.). 1989. 119 с.
2. Ранний докембрий Балтийского щита (отв. ред. В.А. Глебовицкий. С-П «Наука». 711.
3. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов. Петрозаводск, Карельский НЦ РАН. 2008. 295 с.

## КОРРЕЛЯЦИЯ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В РАЗРЕЗЕ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

Лобанов К.В., Жариков А.В., Чичеров М.В.

*ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, lobanov@igem.ru*

В разрезе Кольской сверхглубокой скважины в зональности среднепротерозойского метаморфизма выделены четыре фации: пренит-пумпеллиитовая (0–1400 м); зеленосланцевая (1400–4900 м); эпидот-амфиболитовая (4900–6000 м); амфиболитовая (6000–12262 м) [3]. На основе специализированной документации керна, сопоставления текстур и структур метаморфических пород с их минеральными ассоциациями, изучения пространственной ориентировки минералов установлено, что в соответствии с общей температурной зональностью метаморфизма интенсивность деформации и перекристаллизации пород увеличивается вниз по разрезу [2]. До глубины 4340 м проявления дислокационного метаморфизма ограничены сравнительно узкими тектоническими швами, внутреннее строение которых определяется в основном составом исходных пород. Ниже этой отметки влияние литологического состава отходит на второй план. Все породы подвергаются рассланцеванию, которое сопровождается появлением кристаллобластических структур и анизотропии пород. В нижней части северопеченгской серии и в кольской, установлено проявление регрессивного метаморфизма зеленосланцевой фации.

Пренит-пумпеллиитовая фация установлена только в верхней части разреза СГ–3, а ее парагенезисы минералов характеризуются устойчивостью хлорита с пренитом в верхних интервалах и пумпеллиита с эпидотом и стильпномеланом. Фация зеленых сланцев охватывает почти всю пильгуярвинскую и лучломпольскую



свиты, характеризуется ассоциацией метаморфических минералов (хлорит+эпидот+актинолит+биотит+альбит). Верхняя граница эпидот-амфиболитовой фации совпадает с кровлей куэтсарвинской вулканогенной толщи. Породы представлены сравнительно однородными сланцеватыми амфиболитами без реликтовых структур. Амфиболитовая фация в метабазитах северопеченгской серии представлена наиболее низкотемпературными разностями, вплотную примыкающими к эпидот-амфиболитовой фации. Сюда относится большая часть амфиболитов ахмалахтинской свиты и кольской серии архея [3].

Определение температур метаморфизма по составам сосуществующих минералов и минеральным ассоциациям подтверждает общее повышение интенсивности процесса с глубиной (рис. 1).

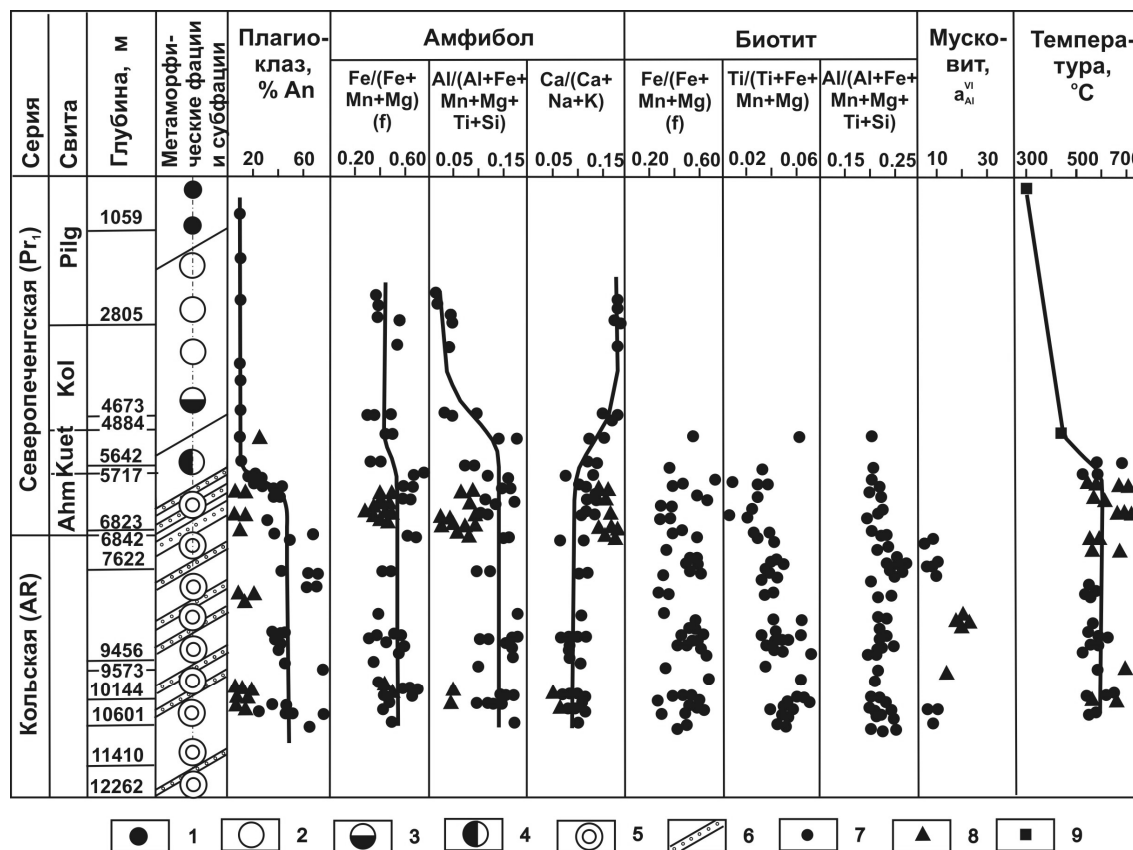


Рис. 1. Вертикальная зональность метаморфизма и изменения составов минералов в разрезе СГ-3 [2].

Свиты раннепротерозой северопеченгской серии: pilg – пильгуйрви, kol – колосйюки, kuet – куэтсарви, ahm – ахмалахти.

1–5 – метаморфические фации прогрессивного метаморфизма: 1 – пренит-пумпеллиитовая, 2, 3 – зеленосланцевая (субфации: 2 – эпидот-хлоритовая, 3 – биотит-актинолитовая), 4 – эпидот-амфиболитовая, 5 – амфиболитовая; 6 – регрессивная зеленосланцевая фация; составы метаморфических минералов: 7 – прогрессивного этапа, 8 – регрессивного этапа, 9 – температуры метаморфизма, основанные на ассоциациях минералов и по экспериментальным данным, остальные значения температур даны по различным двуминеральным геотермометрам [2, 4]

Средняя температура метаморфизма вулканитов в верхней части разреза СГ-3 – 300 °С (пренит-пумпеллиитовая фация), а конец зеленосланцевой фации (4900 м) – 450 °С. В интервале эпидот-амфиболитовой фации (4900–6000 м) она составляет 550 °С, а в пределах амфиболитовой фации (низы северопеченгской серии и архейской кольская серия) температуры метаморфизма от 550 до 650 °С (6000–12000 м) [2].

По разрезу скважины были рассчитаны средние величины петрофизических параметров для 540 образцов метабазитов из северопеченгской и кольской серий для интервалов пород различных метаморфических фаций с целью выявления корреляции между петрологическими показателями условий метаморфизма, основанными на составах метаморфических минералов и петрофизическими параметрами, отражающими литологический состав пород, степень их преобразования при прогрессивном метаморфизме. Были рассчитаны плотность, скорости  $V_p$  и  $V_s$ , а также температура Дебая, которые были пересчитаны методом средневзвешенного для интервалов каждой фации метаморфизма по разрезу СГ-3.

По плотности метабазитов вниз по разрезу СГ-3 а наблюдается увеличение от 3,05 г/см<sup>3</sup> (пренит-пумпеллиитовая фация), до 3,04 г/см<sup>3</sup> (зеленосланцевая), 3,06 г/см<sup>3</sup> (эпидот-амфиболитовая), 3,08 г/см<sup>3</sup> – амфиболитовая фации метаморфизма. Значения же скоростей  $V_p$  и  $V_s$  вниз по разрезу уменьшаются от 6,32 и

3,49 км/с до 5,30 и 2,82 км/с, соответственно. Несмотря на то, что при повышении степени метаморфизма в метабазитах должны возрастать значения скоростей упругих волн для образцов керна извлеченных на поверхность и измеренных в стандартных лабораторных условиях при насыщении их водой микротрещин и пор не удалось получить реальные значения скоростей для глубоких горизонтов разреза СГ-3 [4].

Для корреляции петрологических и петрофизических данных по зональности метаморфизма была рассчитана температура Дебая, которая является важнейшим параметром вещества, отражающим устойчивость его структуры, прочность связей между отдельными ее элементами, наличие в ней дефектов и связи между теплоемкостью многоатомного твердого тела и его коэффициентами упругости. Изменение внешних условий становления горных пород, так же как и любое событие ее дальнейшей геологической истории, приведшее к необратимым преобразованиям структуры, вызывает и изменение характеристической температуры Дебая. Это дает возможность охарактеризовать количественно геологические процессы, изучавшиеся ранее только описательными методами.

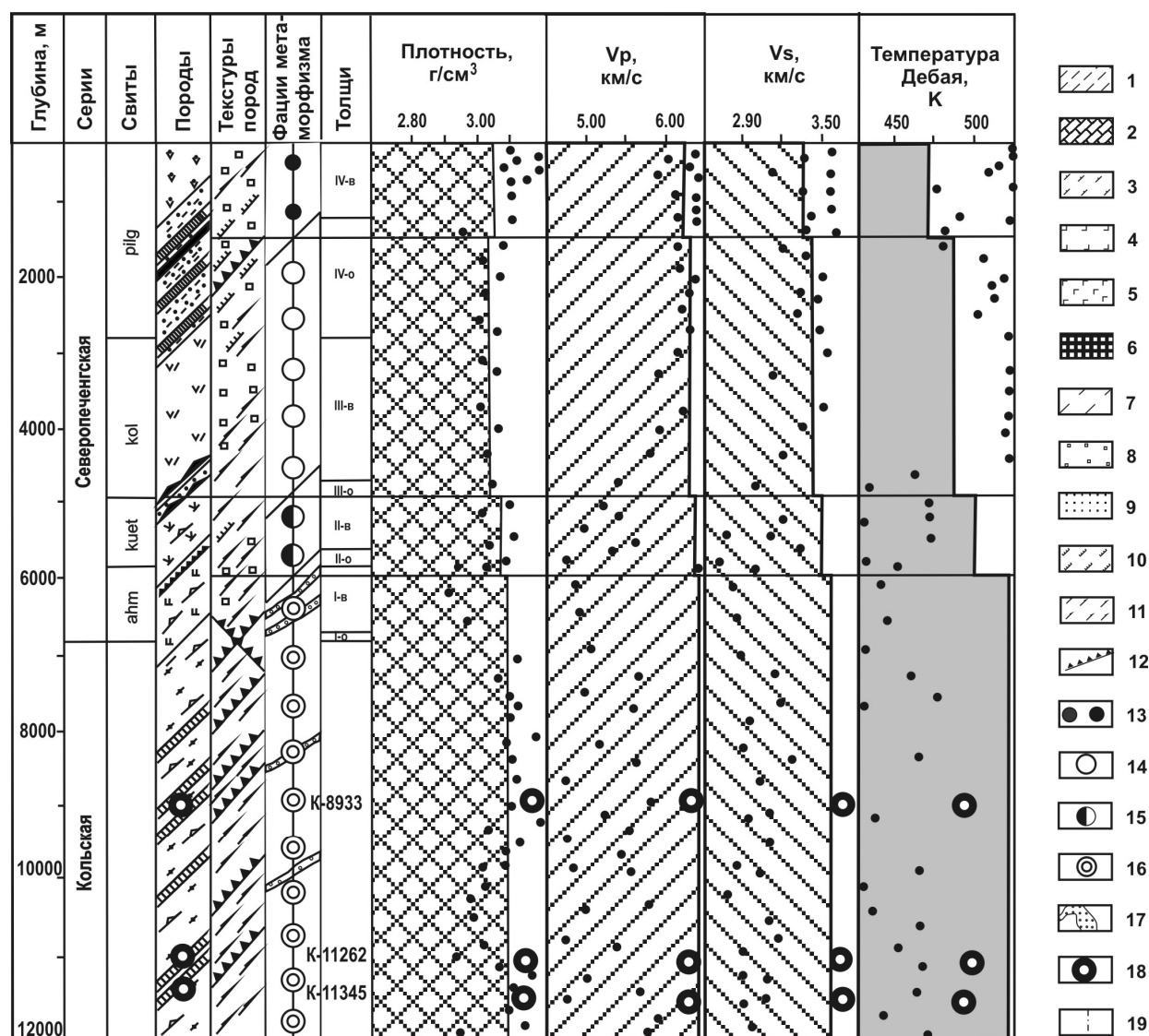


Рис. 2. Изменение вертикальной метаморфической зональности и петрофизических параметров метабазитов в разрезе СГ-3 [5].

Исходные породы: 1 – песчаники, аргиллиты; 2 – карбонатные породы; 3 – основные туфы; 4 – основные лавы; 5 – основные интрузивные породы; 6 – ультраосновные интрузивные породы. Текстуры пород: 7 – массивные и шаровые реликтовые; 8 – слоистые реликтовые; 9 – слоисто-сланцеватые; 10 – кристаллически-сланцеватые; 11 – катакlastические. Метаморфические фации прогрессивного метаморфизма: 12 – пренит-пумпеллиновая; 13, 14 – зеленосланцевая: 13 – эпидот-хлоритовая, 14 – биотит-актинолитовая суб-фации; 15 – эпидот-амфиболитовая; 16 – амфиболитовая; 17 – регрессивная зеленосланцевая фация; 18 – места отбора опорных образцов и их номера; 19 – ось скважины.

Расчет температуры Дебая в градусах Кельвина (К) производится с числовыми коэффициентами для значений плотности в г/см<sup>3</sup> и скоростей волн – в км/с. Региональный метаморфизм существенно меняет петрофизические параметры пород, а абсолютная температура Дебая величина увеличивается по мере возрастания термодинамических условий метаморфизма от зеленосланцевой фации к амфиболитовой (рис. 2) [1].

Для метабазитов по разрезу скважины для образцов керна, в насыщенном водой состоянии, температура Дебая составила для пренит-пумпеллиитовой фации 488 К, зеленосланцевой – 476 К, эпидот-амфиболитовой – 427 К, амфиболитовой – 396 К. Подобное уменьшение значений температуры Дебая вниз по разрезу обусловлено общим понижением средних величин скоростей Vp и Vs, в следствии декомпрессии керна при подъеме на поверхность и определением величин этих скоростей в лабораторных условиях, а не in situ.

Изучение опорных образцов керна СГ–3 и их аналогов с поверхности показало, что на больших глубинах 7–12 км присутствуют амфиболиты с нормальной для таких пород плотностью 3,05–3,08 г/см<sup>3</sup>, Vp 6,29–6,50 км/с и Vs 3,31–3,45 км/с [4, 5]. На основании этих данных были проведены расчеты средних скоростей Vp и Vs для метабазитов вниз по разрезу СГ–3, которые показали, что их значения возрастают от 6,25 и 3,22 км/с до 6,55 и 3,58 км/с, соответственно. Значения температура Дебая по метабазитам составили для пренит-пумпеллиитовой фации – 471 К, зеленосланцевой – 486 К, эпидот-амфиболитовой – 498 К, амфиболитовой – 523 К.

Таким образом установлено, что по разрезу Кольской сверхглубокой скважины при переходе от пренит-пумпеллиитовой фации регионального метаморфизма к амфиболитовой происходит увеличение температуры Дебая, что отражает возрастание термодинамических условий метаморфизма.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-00535-а).*

#### Литература

1. Бурмистров А.А., Старостин В.И., Дергачев А.Л., Петров В.А. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. М. МАКС Пресс, 2009, 408 с.
2. Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А. и др. Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука. 1985. С. 6–46.
3. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинной структуры континентальной коры бурением Кольской сверхглубокой скважины. Е.А.Козловский (редактор). М.: Недра, 1984, 490 с.
4. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В. и др. Сопоставление архейских пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины и их аналогов с поверхности по результатам структурно-петрологических, петрофизических и нейтронографических исследований // Петрология. 2002, Т. 10. № 1. С. 30–45.
5. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В., Жариков А.В. Интегральная геодинамическая модель Печенгского рудного района на основе корреляции геологических, петрологических и петрофизических данных по Кольской сверхглубокой скважине и опорному профилю на поверхности // Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. ИГЕМ РАН, Москва, 2010, С. 258–300.

## ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ И АРГОНА ВО ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ В МИНЕРАЛАХ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩИ (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС, ХИТОСТРОВ): ОГРАНИЧЕНИЯ НА МОДЕЛИ ГЕНЕЗИСА ФЛЮИДА С АНОМАЛЬНО ИЗОТОПНО ЛЕГКИМ КИСЛОРОДОМ.

Лохов К.И.<sup>1,3</sup>, Азимов П.Я.<sup>2</sup>, Акимова Е.Ю.<sup>1</sup>, Прасолов Э.М.<sup>3,1</sup>, Бушмин С.А.<sup>2</sup>, Глебовицкий В.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, С-Петербург, k.lokhov@spbu.ru

<sup>2</sup>ИГГД РАН, С-Петербург, pavel.azimov@mail.ru, s.a.bushmin@ipgg.ru

<sup>3</sup>ВСЕГЕИ, С-Петербург, Edward\_Prasolov@vsegei.ru

Корундсодержащие породы Хитострова известны уникальным изотопным составом кислорода:  $\delta^{18}\text{O}$  до –27‰ SMOW [2–4], который выглядят аномальным как на фоне значений  $\delta^{18}\text{O}$  для силикатных пород коры, большинство из которых лежит в интервале от +8‰ до +15‰, так и мантийных пород (+4 – +5‰) [1]. Единственным Земным объектом, имеющим экстремально изотопно легкий кислород (–30 – –40‰) являются приполярные ледники, которые в свою очередь формируются за счет экстремально изотопно легких атмосферных осадков. Они образуются, поскольку по мере движения облаков от экватора к высоким широтам, происходит истощение пара облаков тяжелым изотопом кислорода за счет фазового разделения пар-жид-

кость, и удаление более изотопно тяжелой жидкости в атмосферные осадки [1]. В настоящее время исследователи, изучавшие изотопный состав корундовых пород Беломорского пояса, пытаются объяснить anomalously низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  в корундовых породах чупинской толщи их взаимодействием с флюидом, образованным за счет талых вод высокоширотных ледников [2, 3, 4]. Такая интерпретация неоднократно подвергалась критике. К возражениям мы добавим следующее: согласно определенным оцененным Р-Т параметрам формирования указанных объектов, они были сформированы на глубине более 15 км. Возникает вопрос – каким образом удалось доставить поверхностные воды на такую глубину, исключительно локально, причем без какого либо взаимодействия с вмещающей породой по пути просачивания сверху? Известно, что подземные воды по кислороду систематически более изотопно тяжелые, по сравнению с метеорными на той же широте. Это происходит за счет изотопного обмена по кислороду между подземной водой и силикатными минералами осадочных пород при субповерхностных температурах, причем на шкале времени – в сотни лет, а пространства – сотни метров [1].

Выявить роль эндогенных и поверхностных талых вод, имевших связь с атмосферным резервуаром, возможно с помощью исследования геохимии изотопов благородных газов, в частности, аргона и гелия, для которых изотопные отношения в поверхностных и эндогенных объектах отличаются как минимум на порядок величины [5].

Изученные образцы для анализа были отобраны из корундсодержащих пород Хитоострова с аномальным изотопным составом кислорода, а также вмещающих пород с аномальными и обыкновенными значениями  $\delta^{18}\text{O}$ . В качестве значений изотопного состава кислорода приводятся величины, ранее определённые для этих пород и приведённые в [4]. Анализ изотопного состава аргона и гелия в газовой-жидких микровключениях в минералах пород был произведён в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике вакуумного дробления для извлечения захваченных газов из флюидных включений (ФВ) минералов, и измерений на изотопном газовом статическом масс-спектрометре Micromass NG-5400. Изучение газов из ФВ дает информацию о газах, захваченных при минералообразовании, последующие термальные события не приводят к миграции газов из или в ФВ при температуре менее 400–500 °С, за исключением космогенного гелия, мигрирующего из нарушенных при спалении участков минералов в ФВ [5–7, и ссылки в них]. Получены следующие экспериментальные результаты: 1). Изотопные параметры по благородным газам не отличаются в породах с «нормальным» и «аномально-легким» изотопным составом кислорода; 2). Значения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  составляют от 4500 до 8150, что соответствует количеству аргона атмосферного генезиса от 6.5 до 3.5%, а изотопный состав гелия, скорректированный на космогенную компоненту (образцы были отобраны с поверхности) составляет от  $4 \cdot 10^{-8}$  до  $1.6 \cdot 10^{-7}$ , что более чем на порядок ниже атмосферного значения; 3). Элементные отношения  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  и  $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$  в изученных образцах почти на два порядка величины выше, чем в поверхностных водах.

Для уточнения возможной модели смешения поверхностных талых вод и эндогенного флюида мы рассчитали ряд линий смешения (Рис.1). Для оценки концентраций благородных газов взяты данные об их растворимости в воде [5] (например, для  $^{36}\text{Ar}$   $2.5 \cdot 10^{-5}$  см<sup>3</sup>/мольН<sub>2</sub>О). Получить усредненные оценки концентрации Ar и He

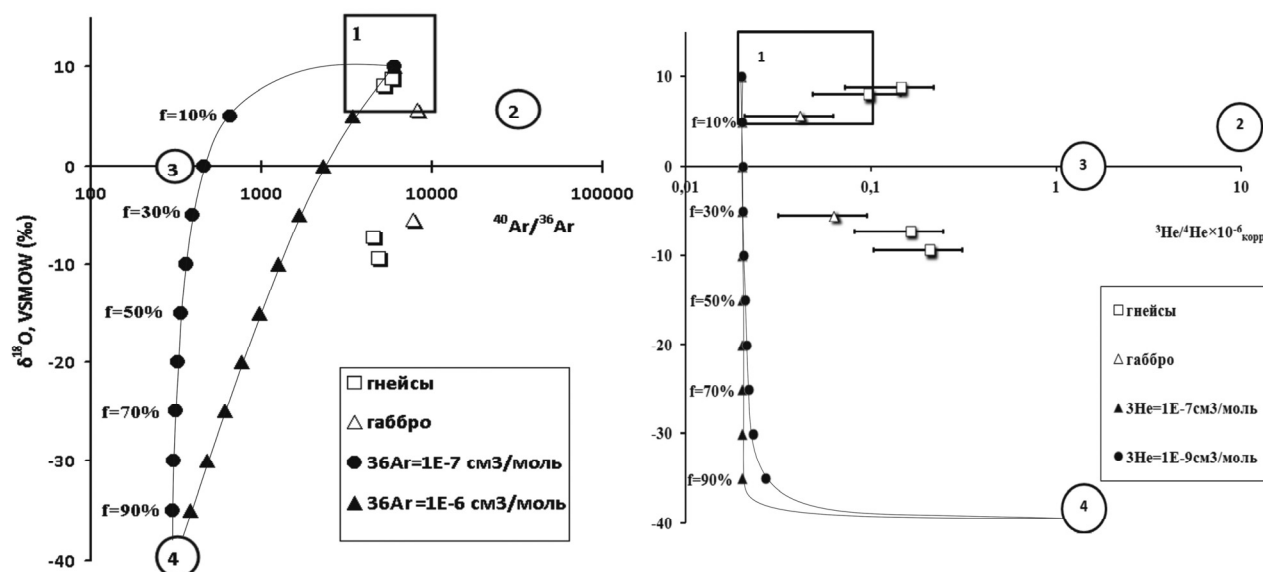


Рис. 1. Экспериментальные данные и расчетные линии смешения поверхностных и эндогенных флюидов.

слева – аргон, справа – гелий.  $f$  – фактор смешения (относительное количество талой воды). Поля составов: 1 – метаморфические породы коры, 2 – верхняя мантия, 3 – океаническая вода, 4 – ледники высоких широт.

в эндогенных флюидах сложнее. Мы исходили из того, что в эндогенных породах коры величина отношений  $^3\text{He}/^36\text{Ar} = 0,001 - 0,1$ ;  $\text{CO}_2/^36\text{Ar} = 10^9 - 10^{10}$ ;  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} = 0,05 - 0,15$  [6, и ссылки в ней], тогда расчетная концентрация во флюиде  $^36\text{Ar} 2,5 \cdot 10^{-7} - 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{моль H}_2\text{O}$ ,  $^3\text{He} 2,5 \cdot 10^{-9} - 2,5 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3/\text{моль H}_2\text{O}$ . По аргону это согласуется с приведенной выше оценкой его концентрации в поверхностных водах, поскольку концентрация благородных газов в эндогенных флюидах может быть только ниже, чем в воде, за счет уменьшения их растворимости и эффекта дегазации воды при повышении температуры. По гелию картина обратная, за счет эффекта его диссипации из атмосферы Земли, его концентрация в поверхностных водах существенно ниже, чем в эндогенных флюидах.

Расчетные линии смешения метаморфического флюида и поверхностных вод проходят вне экспериментальных точек (рис. 1), что исключает участие каких либо поверхностных вод в образовании флюида с «аномально легким» кислородом.

Мы предлагаем модель эндогенного формирования «аномально легкого» флюида по механизму внешней конвекции остаточных флюидов в породах, вызванной поступлением горячего глубинного флюида в проницаемые зоны на регрессивном этапе метаморфизма [7]. По такой модели (рис. 2) во вмещающих породах на регрессивном этапе будет наблюдаться порододоминирующий режим (крайне низкое отношение флюид/порода). Его отличие от флюидодоминирующего режима при метаморфизме, для реализации которого требуется флюидный поток, заключается в том, что изотопное равновесие устанавливается не между кристаллизующимися минералами породы, а между поверхностными участками минералов и флюидом (подобно сценарию с подземными водами). При падении температуры от пиковых условий метаморфизма (около 700–750 °C) до температуры образования корундсодержащих метасоматитов (около 600–670 °C), возрастает коэффициент разделения изотопов в системах силикат – водный флюид, и силикаты становятся примерно на 0,5–1‰ тяжелее по кислороду относительно водного флюида [1]. При фильтрации остаточного флюида сквозь породы по системам трещин, или по границам минеральных индивидов будет осуществляться истощение флюида по тяжелому изотопу кислорода (подобно сценарию с облаками). Поступление в проницаемую зону флюидов такого изотопного состава может обеспечить наблюдаемые эффекты. Предварительные расчеты показали, что при отношении флюид – порода менее  $10^{-4} - 10^{-5}$ , флюид с  $\delta^{18}\text{O} = -30\text{‰}$ , возможно получить из исходного метаморфического с  $\delta^{18}\text{O} = +10\text{‰}$ , при значении фактора истощения по Релевской модели  $f = 10^5 - 10^6$ . При этом «утяжеление» по кислороду минералов метаморфической породы в объеме первых сотен кубических метров составит менее 0,05‰.

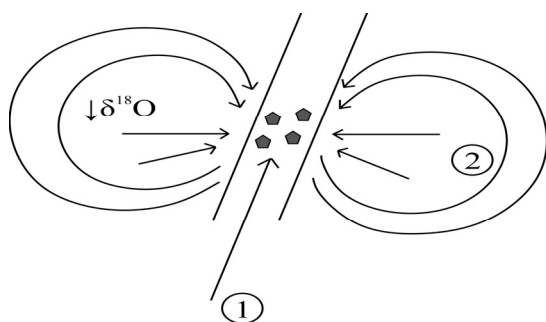


Рис. 2. Модель циркуляции флюидов с внешней конвекцией относительно проницаемой зоны по [7]

Мам трещин, или по границам минеральных индивидов будет осуществляться истощение флюида по тяжелому изотопу кислорода (подобно сценарию с облаками). Поступление в проницаемую зону флюидов такого изотопного состава может обеспечить наблюдаемые эффекты. Предварительные расчеты показали, что при отношении флюид – порода менее  $10^{-4} - 10^{-5}$ , флюид с  $\delta^{18}\text{O} = -30\text{‰}$ , возможно получить из исходного метаморфического с  $\delta^{18}\text{O} = +10\text{‰}$ , при значении фактора истощения по Релевской модели  $f = 10^5 - 10^6$ . При этом «утяжеление» по кислороду минералов метаморфической породы в объеме первых сотен кубических метров составит менее 0,05‰.

Мы благодарим Н.С. Серебрякова (ИГЕМ РАН, г. Москва) за помощь в отборе образцов для исследования. Работа поддержана грантом СПбГУ 3.37.86.2011.

## Литература

1. Хейфец И. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 198 с.
2. Крылов Д.П. Аномальные отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в корундсодержащих породах Хитоострова (Северная Карелия) // ДАН. 2008. Т. 419. № 4. С. 533–536.
3. Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И. и др. Новые данные по стабильным изотопам минералов корундовых образований северной Карелии (Россия) // ДАН. 2011. т. 439. №1. С. 95–98.
4. Bindeman I.N., Serebryakov N.S. Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably  $^{18}\text{O}$  depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga // Earth and Planetary Science Letters 2011. V.306. P. 163–174.
5. Озима М., Подосек Ф. Геохимия благородных газов // Л.: Недра. 1987. 343 с.
6. Лохов К.И., Левский Л.К. Углерод и изотопы тяжелых благородных газов в метаморфических породах континентальной коры. // Геохимия. 1995. №6. С.809–818.
7. Козлов А.В., Лохов К.И., Капитонов И.И. и др. Изотопно-геохимические индикаторы флюидного режима гидротермальных систем (на примере хрусталеобразующих систем Приполярного Урала). // Записки ВМО. 2004. ч. CXXXIII. № 1. С. 3–22.

# МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЛАЗЕРНО-АБЛЯЦИОННЫХ ДАННЫХ LU-Hf СИСТЕМЫ В ЦИРКОНАХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ГАББРО ПЕЧЕНГСКОГО И КЕУЛИК-КЕНИРИМСКОГО КОМПЛЕКСОВ)

Лохов Д.К.<sup>1</sup>, Смолькин В.Ф.<sup>2</sup>, Лохов К.И.<sup>3,1</sup>

<sup>1</sup>ВСЕГЕИ, С-Петербург, dlkhv@yandex.ru

<sup>2</sup>ГТМ РАН, Москва, vsmolkin@sgm.ru

<sup>3</sup>Институт наук о Земле СПбГУ, С-Петербург, k.lokhov@spbu.ru

В последние годы появляется все больший объем изотопно-аналитических данных о Lu-Hf системе в цирконах, благодаря появлению прецизионных мультиколлекторных масс-спектрометров с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (MC-ICPMS). Лишь небольшое количество аналитики получено по трудоемкой методике изотопного разбавления, требующего химического разложения цирконов и выделения чистых Lu и Hf при помощи ионно-обменной хроматографии [1], а подавляющее количество получено по методике лазерной абляции с подачей испаренного материала газовым потоком в масс-спектрометр (LA-MC-ICPMS). Лазерно-абляционная методика изучения Lu-Hf системы в цирконах была разработана и внедрена более 15 лет тому назад [2]. Особенностью таких методик является относительная простота и низкая трудоемкость, но возникает необходимость разделения изобарного наложения на массе 176 (сигнал  $^{176}\text{Yb} + ^{176}\text{Lu} + ^{176}\text{Hf}$ ). Это достигается при измерении изотопов Yb, Lu и Hf свободных от изобарных наложений, и соответствующего вычитания сигнала на массе 176 от  $^{176}\text{Yb}$ ,  $^{176}\text{Lu}$  с учетом изотопной распространенности этих элементов, таким образом вычисляется скорректированное отношение  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ . Для получения реальных значений изотопных отношений необходима коррекция измеренных значений на фактор приборной масс-дискриминации (в ICP масс-спектрометрии – mass bias, достигающая 1–2% на массу). В ранних вариантах методик [2], и аналогичной применяемой в ЦИИ ВСЕГЕИ [3], используется нормализация только по гафнию, что приводит к существенному ограничению по допустимой концентрации ТРЗЭ. Корректное значение отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  возможно получить при величине отношения  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} < 0,02\text{--}0,03$  [4, 5, и др.]. В современных методиках существенное расширение допустимого диапазона величины отношения  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ , до 0,1–0,15, достигнуто за счет применения раздельной нормализации по гафнию и по иттербию, и в качестве тестового стандарта обычно применяют циркон FC-1, у которого эта величина составляет от 0,07 до 0,15 [4–6, и др.].

При изучении Lu-Hf системы в цирконах из основных пород дифференцированных рудоносных интрузий Печенгского и Кеулик-Кениримского комплексов [7] мы столкнулись с цирконами, обогащенными РЗЭ, в которых величина отношения  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$  составляет от 0,01 до 0,25. Это определило необходимость специального дополнительного исследования возможности использования полученных данных для интерпретации.

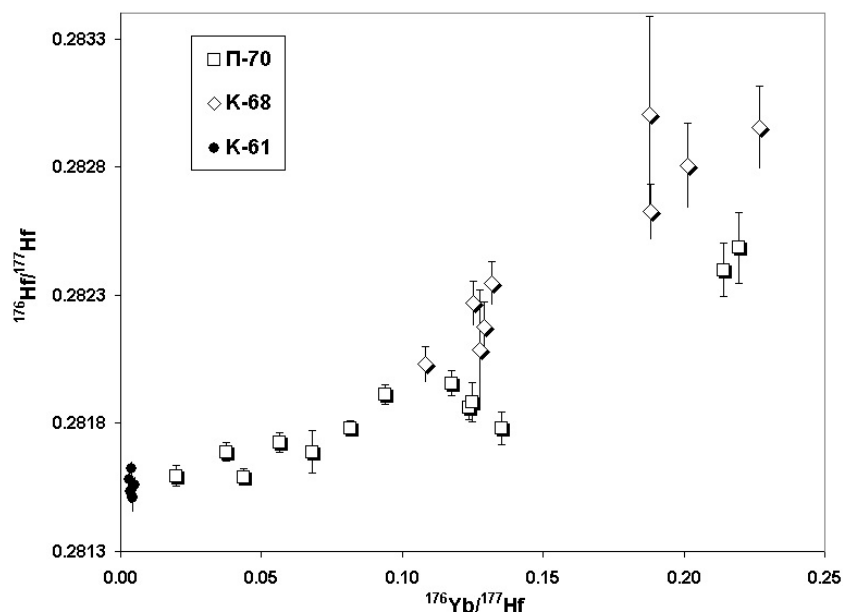


Рис. 1. Зависимость скорректированного на изобарные наложения изотопного отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  от величины  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$  для цирконов с возрастом 1950–1980 млн лет

Как следует из рис. 1., наблюдается четкое завышение скорректированного изотопного отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  от величины  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$  при значениях последнего более 0,025. Этот артефакт достигает 0,5% уже при  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} = 0,10$ , что приводит к завышению расчетного  $\varepsilon\text{Hf}(T)$  на 10–15 единиц и более (кажущийся избыточный радиогенный гафний).

Таким образом, все измерения с  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} > 0,025$  использовать для интерпретации невозможно. Из тех, что пригодны для интерпретации представляют интерес даны по образцам П-70 (Печенга), для которого была получена значимая дискордия с верхним пересечением 1954 и нижним 425 млн лет, а также К-71 (Кеулик-Кенирим) в которой содержатся по-видимому захваченные цирконы с возрастом от 2424 до 3195 млн лет [7]. Для П-70 все дискордантные цирконы следуют согласно расчетной модельной линии изменения величин  $\varepsilon\text{Hf}(T)$ ,  $\varepsilon\text{Nd}(T)$  при расчете параметров на омоложенный возраст. Часть дискордантных цирконов находится над этой линией, что можно интерпретировать как не только термические потери свинца, но и их перекристаллизацию с привнесом радиогенного гафния из минералов породы, однако эти цирконы имеют величину  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf} > 0,05$ , следовательно, повышенные  $\varepsilon\text{Hf}(T)$  в них есть экспериментальный артефакт. Все цирконы пробы К-71 являются захваченными, поскольку лежат ниже поля ТА [8] и не располагаются вдоль расчетной линии для дискордантных цирконов этой породы (рис. 2)..

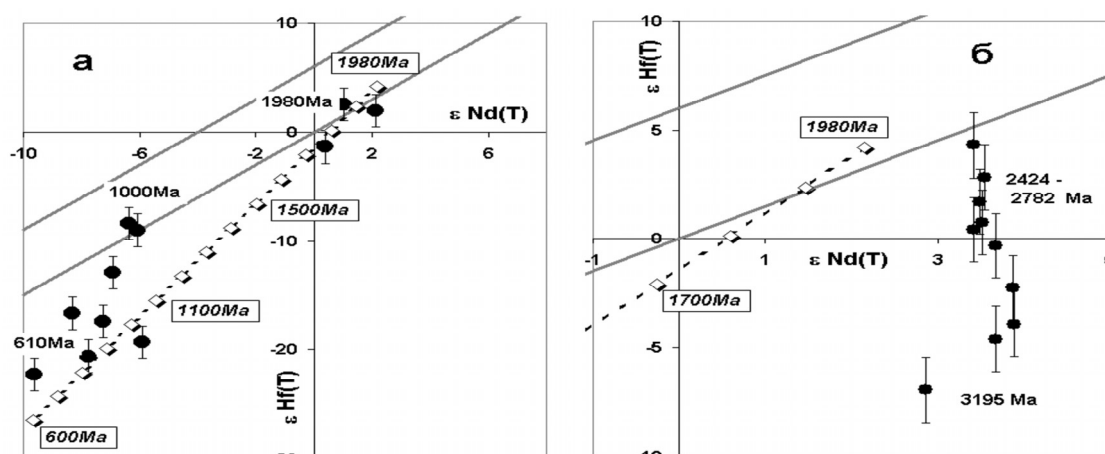


Рис. 2. Изотопная Hf-Nd систематика для образца П-70 (а – Печенга) и К-71 (б – Кеулик-Кенирим). Серыми линиями обозначена область магматических конкордантных цирконов (ТА) по [8].

Для некоторых цирконов указан возраст по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Пунктирные линии – расчетные линии изменения параметров  $\varepsilon\text{Hf}(T)$ ,  $\varepsilon\text{Nd}(T)$  при расчете на различный возраст по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (значения курсивом в рамках).

Полученные данные о Lu-Hf системе в цирконах позволяют сделать геохимические оценки.

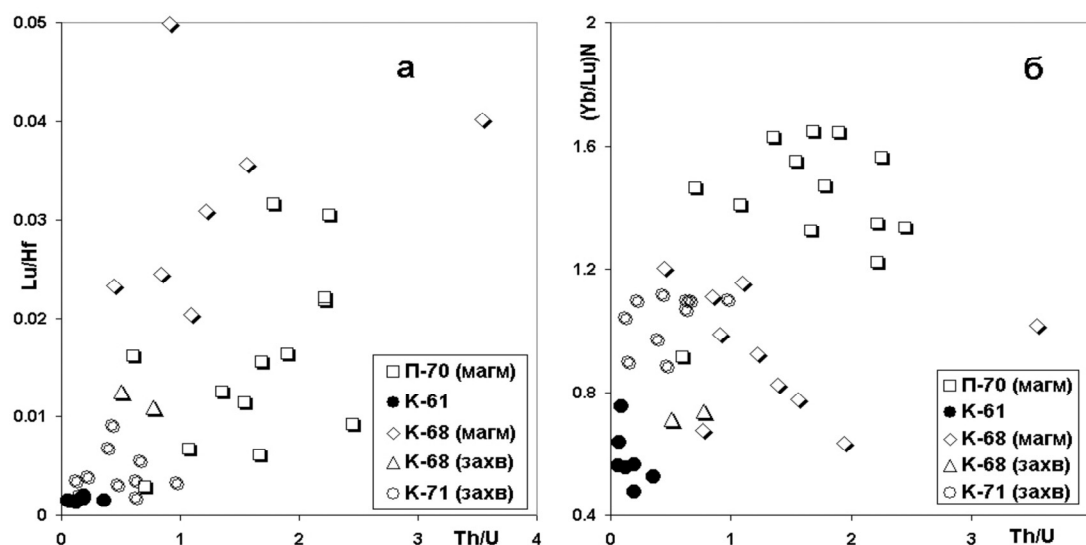


Рис. 3. Элементные соотношения в цирконах из основных пород Печенги и Кеулик-Кенирима

В результате анализа вычисляется изотопное скорректированное отношение  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ , а также изменяются изотопно-элементные отношения  $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$  и  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ , учитывая изотопную распространенность этих элементов можно рассчитать элементные отношения:  $\text{Lu}/\text{Hf} = ^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} * 7,04$ ;  $\text{Yb}/\text{Lu} = (^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf})/(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}) * 0,203$ ; и нормированное на хондрит  $(\text{Yb}/\text{Lu})_{\text{N}} = (\text{Yb}/\text{Lu})_{\text{sample}}/(\text{Yb}/\text{Lu})_{\text{chondrite}} = (\text{Yb}/\text{Lu})_{\text{sample}}/6,693$ . Соответствующие данные приведены на рис. 3.

*Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН (№ 2» Рудные месторождения: от генетических моделей к их прогнозу на территории России»), и гранта СПбГУ 3.37.86.2011.*

#### Литература

1. Blichert-Toft J. The Hf isotopic composition of zircon reference material 91500 // Chemical Geology. 2008. V. 253. P. 252–257.
2. Griffin W. L., Pearson N. J., Belousova E. et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000, V. 64. N. 1. P. 133–147.
3. Лохов К.И., Капитонов И.Н., Прасолов Э.М., Сергеев С.А. Экстремально радиогенный гафний в цирконах из докембрийских кальцифиров // ДАН. 2009. Т. 425. № 5. С. 660–663.
4. Wu F.-Y., Yang Y.-H., Xie L.-W., et al. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U–Pb geochronology // Chemical Geology 2006. 234. P. 105–126.
5. Iizuka T., Hirata T. Improvements of precision and accuracy in in situ Hf isotope microanalysis of zircon using the laser ablation-MC-ICPMS technique // Chemical Geology. 2005. V. 220. P. 121–137.
6. Ewing T.A., Rubatto D., Eggins S.M., Hermann J. In situ measurement of hafnium isotopes in rutile by LA–MC-ICPMS: Protocol and applications // Chemical Geology. 2011. V. 281. P. 72–82.
7. Смолькин В.Ф., Лохов К.И., Сергеева Л.Ю., и др. Новые данные по геохимии и изотопии (U–Pb, Hf, Sm–Nd) рудоносного Кеулик-Кенирирского габбро-перидотитового комплекса, Кольский регион. Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Труды XI Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 7–8.04.2014 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. – Апатиты: Изд-во К&М – 230 с., 180–187, 2014.
8. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., и др. Корректная интерпретация U–Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. 38. 2009. С. 62–72.

## МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВЫСОКОБАРНЫХ ПОРОД ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО КОМПЛЕКСА

Максимов О.А.

*Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, olemaximov@mail.ru*

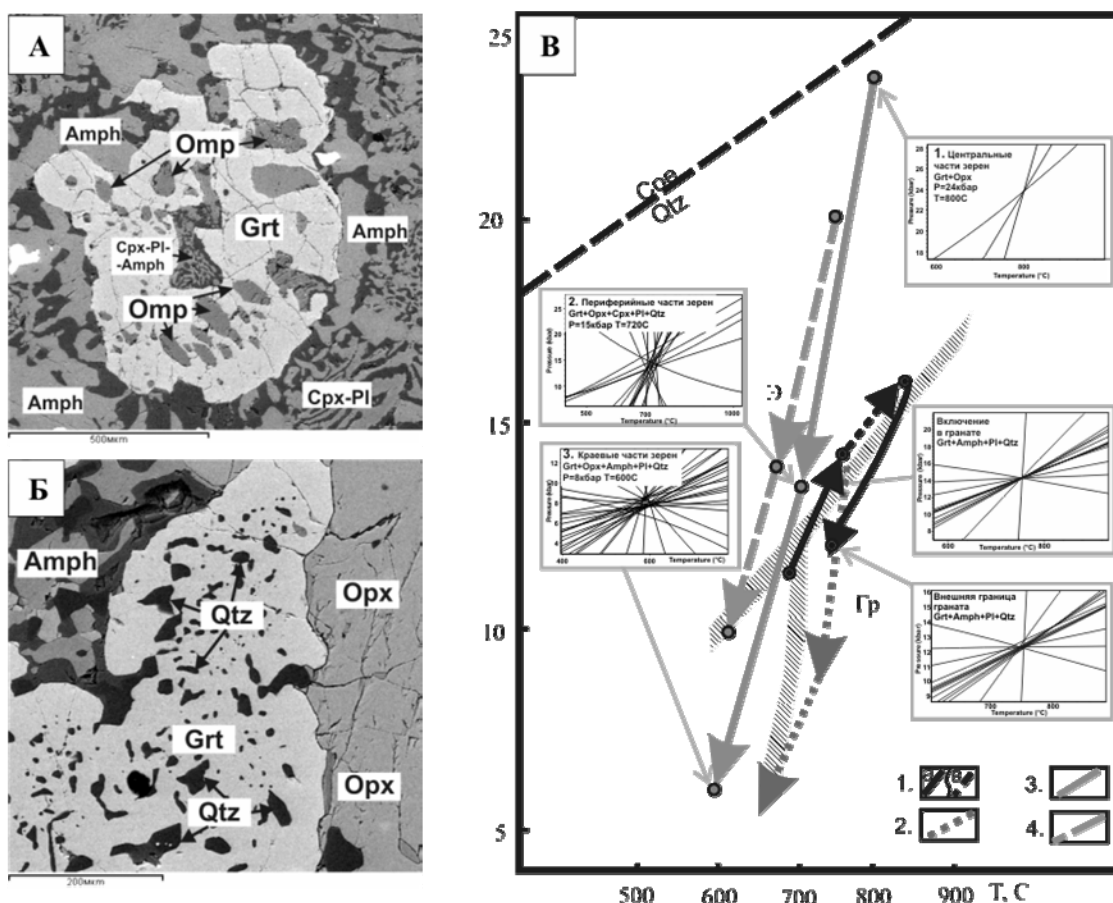
В Гридинской структуре Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита установлены две возрастные и генетические генерации эклогитов: архейские и палеопротерозойские [1, 2]. Метаморфическая эволюция архейских пород включала прогрессивный этап ( $T = 740\text{--}865\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 14\text{--}17,5\text{ кбар}$ ) и период ретроградного преобразования ( $T = 780\text{--}630\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 14,5\text{--}6,5\text{ кбар}$ ), что соответствует стадиям их субдукции и эксгумации [1, 2]. Этот вывод сделан на основе изучения эклогитов, с использованием классических геотермометров и геобарометров. Помимо толеитовых эклогитов, в комплексе присутствуют другие породы эклогитовой фации – кианитовые эклогиты, гранатовые пироксениты и цоизититы. Использование современных методов в термобарометрии [3] способствовало появлению дополнительной информации об этих породах [4, 5, 6, 7] и эволюции Гридинского комплекса в целом. Поэтому в данной работе приведены новые результаты комплексного исследования ксенолитов эклогитов, гранатовых ортопироксенитов и цоизититов. Основной упор в работе сделан на установление этапов метаморфического преобразования с использованием как классических, так современных методы определения РТ-условий.

При изучении этапов эволюции эклогитов Гридинского комплекса у исследователей возникает ряд сложностей. Основная причина заключается в интенсивной метаморфической переработке пород во время декомпрессии и последующей амфиболитизации в постэклогитовый этап. В большинстве ксенолитов это привело к практически полному замещению раннего минерального парагенезиса  $\text{Grt}+\text{Omp}$  вторичными минералами ( $\text{Di}-\text{Pl}$  симплектиты,  $\text{Grt}_2$ ,  $\text{Amph}$ ,  $\text{Qtz}$  и т. д.). Поэтому обнаружение и выбор приемлемых для изучения ксенолитов чрезвычайно важен для получения полной информации о породе.

Известным объектом хорошо сохранившихся архейских эклогитов Гридинского комплекса является остров Столбиха [7]. Новый участок распространения подобных эклогитов установлен севернее села Гридино, на берегу озера Самылино. Это линзовидные ксенолиты, которые заключены в гранитоидном матрице.



Омфациит распространен как в многочисленных включениях (содержание жадеита более 35%) в гранате, так и в основной массе (жадеита менее 35%) породы с клинопироксен-плаггиоклаз-амфиболовыми симплектитам. Крупные кристаллы граната, вероятно, разных генераций содержат множество различных по составу минеральных включений. Однако интересной находкой являются кристаллы граната, которые содержат в центральной части полиминеральные включения Сrx-Amph-Pl симплектитов (Рис. А), а в краевой части этих кристаллов широко распространены включения омфациита. Внешняя граница зерен Grt окаймляется амфиболом, плаггиоклазом, клинопироксеном и кварцем. Такая закономерность смены минеральных включений впервые обнаружена в гранатах эклогитов Гридинского комплекса. Наличие ранних симплектитов, которые сформировались до появления включений омфациита в краевой части граната, позволяет предполагать проявление декомпрессии ранних эклогитов и образование эклогитов второй генерации (?). По выделенным зонам произведен расчет РТ условий метаморфизма. Образование Сrx-Pl-Amph симплектитов из центральной части граната происходило при  $T = 700\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P = 11\text{--}14$  кбар. Включения омфациита в краевой части Grt формируются при  $T = 750\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P = 14\text{--}16$  кбар, что соответствует пиковым значениям метаморфизма пород. Последующий этап преобразования эклогитов связан со снижением температуры до  $750\text{ }^{\circ}\text{C}$  и давления до 13 кбар – период образования клинопироксен-плаггиоклазовых симплектитов и амфибола. Эти данные хорошо согласуются с ранее полученными РТ условиями для проградного и ретроградного преобразования эклогитов [2].



(А) – изменение минеральных включений от центра к краю в кристалле граната из эклогита Сrx-Pl-Amph→Omp;  
 (Б) – контакт кристаллов Grt и Opx в гранатовых ортопироксенитах (изображения в отраженных электронах);  
 (В) – РТ-схема метаморфической эволюции пород Гридинского комплекса:

1 – эклогитов оз.Самылино с использованием методов: (а) – TWQ, (в) – классической термобарометрии; 2 – эклогитов о. Прянишная луда; 3 – гранатовых ортопироксенитов о. Прянишная луда по TWQ; 4 – цонзититов

Пироксениты широко распространены на побережье и островах центральной части Гридинского комплекса. Многочисленные ксенолиты этих пород формируют узкие вытянутые полосы. Большинство обломков характеризуются двупироксеновой минеральной ассоциацией с парагенетичным или, нередко, наложенным гранатом, что значительно усложняет определение палеотемператур и палеодавлений. Ранее были описаны подобные пироксениты, метаморфизованные в условиях эклогитовой фации [5, 7]. Новый тип ксенолитов гранатовых ортопироксенитов был обнаружен на острове Прянишная луда среди гранитоидной массы. Порода преимущест-

венно состоит из граната и ортопироксена ( $Orx = 40\%$ ,  $Grt = 20\%$ ), которые имеют непосредственный контакт друг с другом (Рис. Б). Клинопироксен отсутствует в матрице породы, а амфибол, плагиоклаз, биотит и другие вторичные минералы формируют каймы вокруг граната и ортопироксена. На основании петрографических наблюдений и термобарометрических расчетов выделены три основных этапа метаморфического преобразования гранатовых ортопироксенитов: 1. Центральная часть кристаллов  $Grt$  и  $Orx$  –  $T = 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 24$  кбар; 2. Периферийная часть –  $T = 720\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 15$  кбар; 3. Краевая часть –  $T = 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 8$  бар [6].

Цоизититы. Наибольшие скопления ксенолитов цоизититов известны на нескольких островах в районе села Гридино. Из них наиболее сохранные и привлекательные для изучения являются объекты, расположенные на островах Столбиха, Цоизититовый и Луда Лесоватая [4]. Большинство обломков имеют линзовидную либо эллипсовидную форму при вариации размеров от десятков сантиметров до десятков метров. Главным минералом в породе является цоизит, менее распространены клиноцоизит и эпидот. В ходе петрографического изучения выделены три генерации цоизита и определены РТ условия их формирования при использовании геотермобарометра по содержанию в них Fe [4]. Таким образом цоизиту первой генерации соответствуют условия эклогитовой фации с  $T \geq 750\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P \geq 20$  кбар. Этап образования второй генерации связан с уменьшением РТ-условий метаморфизма  $T \geq 650\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P \geq 14$  кбар. Поздний цоизит формировался в области амфиболитовой фации при  $T \geq 600\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P \geq 10$  кбар.

Таким образом, в ходе исследования установлены и вынесены на РТ схему этапы метаморфических преобразований эклогитов, гранатовых ортопироксенитов и цоизититов (Рис. В). Объединяющим фактором для всех изученных пород является метаморфизм в области эклогитовой фации. Однако максимальные РТ-условия для этих пород несколько отличаются: эклогитам соответствуют значения  $T = 850\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 16$  кбар; гранатовые ортопироксениты и цоизититы, вероятно, формировались в условиях, приближенных к линии перехода кварц-коэсит ( $T \leq 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P \geq 20$  кбар). Все породы претерпели ретроградный метаморфизм, который закончился интенсивной амфиболлизацией в области пониженных температур и давлений.

Обнаружение включения ранних симплектитов в центральной части граната и омфацита в их краевой части является интересным взаимоотношением минералов, предполагающее сложный характер проявления эклогитового метаморфизма в Гридинском комплексе.

#### Литература

1. Володичев О.И., Слабунов А.И. Суперпозиция двух возрастных и генетических групп эклогитов в районе с. Гридино Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Мат. науч. конф. и путеводитель экскурсий, Петрозаводск, с. 46–48, 2011.
2. Володичев О.И., Кузнецов Т.И. Прогрессивные и ретроградные тренды эволюции метаморфизма архейских эклогитов и их геодинамическая интерпретация (Карелия, район с. Гридино) // Записки РМО, № 3, с. 28–51, 2013.
3. Berman, R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrological applications // Canadian Mineralogist 1991.v. 29, 833–855.
4. Volodichev O.I., Slabunov A.I., Li Xiaoli, Maksimov O.A. Archean eclogites and zoisites of the Gridino eclogite-bearing complexes: geology, petrology and geochronology // Precambrian high-grade mobile belts. Extended Abstracts. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. 117–120.
5. Моргунова А.А., Перчук А.Л. Петрология докембрийских метаультрамафитов Гридинского высокобарного Комплекса (Карелия) // Геология и геофизика. 2012, т. 53, № 2, с. 173–192.
6. Максимов О.А. «Метаморфическая эволюция пироксенитов Гридинского эклогитсодержащего комплекса (остров Прянишная луда)» // Вестник МГТУ, Мурманск, Т. 17, 2014г., № 2. С. 320–328.
7. Володичев О.И., Слабунов А.И. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004, С. 609–629.

## ГИПЕРГЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТИТАНИТА В ГРАНИТОИДАХ КОЧКОМСКОГО МАССИВА (С. КАРЕЛИЯ)

Матреничев В.А.<sup>1,2</sup>, Скублов С.Г.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИГГД РАН, Санкт-Петербург, iambam@ya.ru.

<sup>2</sup> ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Балтийский щит является классической областью развития раннедокембрийских кор выветривания. В проблеме изучения докембрийских гипергенных покровов до сих пор наиболее актуален вопрос о корректности системы доказательств их выделения. Конвергенция главных минералогических и геохимических признаков гипергенного и более высокотемпературного метасоматического процессов не позволяет использовать для диагностики таких объектов какой-либо один из методов, а предполагает необходимость использования всего комплекса геологических методов исследования.

Одним из важнейших диагностических признаков кор выветривания является специфический набор и соотношение акцессорных минералов. Среди конечных продуктов остаточных кор выветривания одним из наиболее характерных реликтовых первичных минералов является циркон, неослабевающий интерес, к которому обусловлен использованием его в прецизионных геохронометрических работах по докембрийским комплексам. Следующий по значимости минерал – геохронометр это титанит. Настоящая работа посвящена исследованию гипергенных преобразований титанита из архейских гранитоидов Кочкомского массива в Карелии. Состав минералов определён на JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН), содержание РЗЭ определено Cameca-IMS-4f (ЯФ ФТИАН).

Кочкомский массив размером 10 на 12 км имеет овальную форму, и вытянут в СЗ направлении. Гранитоиды массива это средне-крупнозернистые породы серого и розового цвета с реликтовой порфировой структурой, где порфиновые вкрапленники размером до 10 см представлены калиевым полевым шпатом или, реже, плагиоклазом. В основной массе мелко-среднезернистого сложения большую часть занимают кварц и плагиоклаз, при подчинённом количестве микроклина. Вмещают Кочкомскую интрузию архейские вулканогенно-осадочные породы метаморфизованные до хлорит-биотитовых сланцев с участками развития порфиробластических амфиболитов пёбозерского типа. Вдоль южного контакта массива распространены метабазальты сумия, которые ещё южнее перекрываются терригенными отложениями ятулия. Кочкомский массив прорван и окаймлён по периметру множеством мелких гипабиссальных интрузий основного состава ятулийского возраста.

Для гранитоидов выявлены петрографические признаки древних гипергенных изменений этих пород. В обнажениях встречаются ксеноморфные участки (размером от 10–15 см до 0.5 м) резкого уменьшения зернистости, в которых на фоне мелкозернистой основной массы наблюдаются окатанные гальки породы и зерна кварца и полевых шпатов гравийной размерности. Такие обособления, как правило, не имеют хорошо выраженных ограничений, а постепенно переходят в нормальный крупнозернистый гранит за счёт укрупнения обломков и исчезновения мелкозернистой основной массы. Мелкозернистая основная масса существенно более слюдистая, сложена кварц – микроклин – серицитовым агрегатом с преобладанием кварца.

В мелкозернистую основную массу погружены обломанные и округлые фрагменты пород, зёрна полевых шпатов и округлые или линзовидные выделения кварца. Микроклин, как в гранитах, так и в этих обособлениях практически не затронут изменениями. В то же время плагиоклаз наспигован мелкими чешуйками белой слюды. Серицит активно развивается вдоль спайности и по границам кристаллов плагиоклаза. В окатанных крупных зёрнах полевых шпатов встречаются трещины залеченные агрегатом мелкозернистого мусковита, которые не продолжают в основную массу. В крупных фрагментах пород трещины образуют ортогональную систему, связанную со спайностью кристаллов. В таких случаях мусковит представляет собой метаморфизованный агрегат аутигенных минералов группы гидрослюд, которые исходно были продуктами гипергенных преобразований полевых шпатов. Совокупность геологических и петрографических признаков позволяет отнести описанные обособления к реликтам метаморфизованной зоны физической дезинтеграции гранитоидов. А материал, слагающий эти обособления, представляет собой метаморфизованный песчаный элювий.

Пространственное положение выделенных участков гипергенных преобразований не подчиняется ограничению Кочкомского массива в современном эрозионном срезе, такие образования встречаются как в приконтактной зоне массива, так и в центральной его области. Распределение выветренных участков по всей площади массива свидетельствует о постархейском времени проявления гипергенных преобразований. В то же время, метаморфизм, наложенный на элювиальные образования, ограничивает возраст выветривания палеопротерозоем.

Титанит в породах Кочкомского массива обычно образует правильные ромбовидные кристаллы размером от 0.1 до 2 мм с включениями идиоморфных кристалликов апатита, циркона и монацита. Для титанитов характерны высокие концентрации лантаноидов, суммарное содержание которых может превышать 3%. Спектр распределения резко дифференцирован за счёт деплетированности тяжёлыми РЗЭ (Nd/Yb~10), но обедняется так же и лёгкими РЗЭ (рис. 1). Характерной чертой всех титанитов является отрицательная аномалия европия, которая варьирует от 0.4 до 0.7.

Начальная стадия гипергенных изменений титанита проявляется в образовании ксеноморфных зон потемнения (в BSE) вдоль трещин спайности и, особенно на их пересечении. Увеличение степени изменений приводит к появлению «ветвистых» и «сетчатых» структур и формированию пористых структур в кристаллах титанита. Кроме того, гипергенные изменения проявляются в виде ксеноморфных кайм по краям кристаллов. Присутствие включений, в том числе циркона или монацита – минералов с повышенной радиоактивностью, практически не влияет на степень гипергенных изменений титанита. Дальнейшее увеличение степени гипергенных изменений приводит к разрушению титанита и замещению его агрегатом кварца, кальцита, анатаза и редкоземельных фторкарбонатов. Встречаются как полностью, так и частично замещённые кристаллы тита-

нита. Чаще всего замещение начинается из середины кристалла из места пересечения трещин. В полностью замещённых кристаллах сохраняется первичный идиоморфизм титанита и даже включения кристаллов циркона. Фторкарбонаты РЗЭ встречаются только в гипергенно изменённом титаните, где образуют относительно крупные (40 мкм) кристаллы при полном замещении титанита. Однако мелкие кристаллики этого минерала отмечаются в титаните даже на начальной стадии гипергенных изменений. Широкие вариации TR/Ca для редкоземельных фторкарбонатов свидетельствуют о присутствии практически всех разновидностей изоморфного ряда фатерит-бастнезит.

Геохимия гипергенных преобразований титанитов Кочкомского массива характеризуется двумя тенденциями, которые связаны с положением элементов-примесей в структуре титанита. (1) вынос элементов-примесей из позиции кальция. Содержание РЗЭ в зонах гипергенного преобразования титанитов значительно уменьшается. Часто эти элементы не выносятся за пределы кристалла, но концентрируются в новообразованных микрокристаллах фторкарбонатов РЗЭ. Однако усиление степени гипергенных преобразований с увеличением размера участков изменений и образованием пористых структур приводит к прогрессивному обеднению их ЛРЗЭ (рис. 1). (2) вторая тенденция определяется как изменение соотношения элементов-примесей в октаэдрической позиции (замещавших Ti). Так если в неизменённых титанитах соотношение  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  составляет 0.45 – 0.48, то в связи с увеличением степени выветривания это отношение увеличивается до 0.77 – 0.82. Титанит при гипергенных изменениях очищается от железа и обогащается Al (рис. 2).

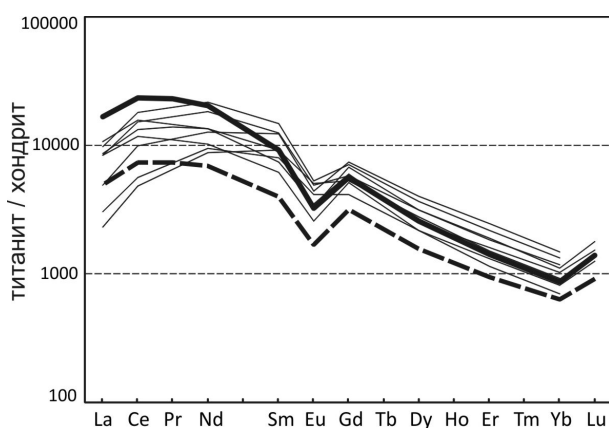


Рис. 1. Спектры РЗЭ для титанита Кочкомского массива.

Жирными линиями выделены спектры для одного кристалла, сплошная линия – магматический титанит, пунктир – гипергенно изменённый участок

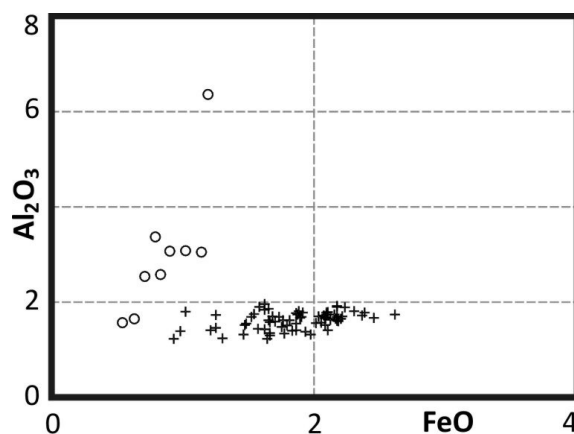


Рис. 2. Диаграмма FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для титанита Кочкомского массива.

Крестики – магматический титанит, кружки – гипергенно изменённый титанит

Таким образом, в результате гипергенных преобразований трёхвалентные катионы РЗЭ, замещавшие Ca, выносятся из титанита, тогда как для трёхвалентных катионов из позиции Ti наблюдается только изменение их соотношения между собой при сохранении суммарного содержания.

## СОСТАВ И ВОЗРАСТ АРХЕЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Мысцова Т.А.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, [tmyskova@gmail.com](mailto:tmyskova@gmail.com)

Приведены новые данные по составу и возрасту гранитоидов, слагающих три крупных архейских блока Западной и Центральной Карелии – Вокнаволоцкий, Корпьярви-Кентозерский и Куйтозерский.

Блоки представляют собой сложно построенные батолиты. Вокнаволоцкий блок сложен преимущественно гранитоидами и гранито-гнейсами, содержащими многочисленные различные по размеру включения амфиболитов, неравномерно распределенные по площади. Корпьярви-Кентозерский блок в северной, южной и восточной части сложен плагиогранитами, а в западной – комплексом мигматит-анатектит-гранитов. Куйтозерский блок в центральной части сложен мигматит-гранитами, а по краям – плагиогранитами. В составе двух последних блоков присутствуют малые тела и дайки габброидов.

Несмотря на многочисленные исследования геологии района [1, 2, 3] вопросы структуры, возраста, условий метаморфизма и происхождения гранитоидов до настоящего времени остаются предметом дискуссий. Это вызвано сложностью геологического строения района и недостатком геохимических и изотопных данных.

Изученные гранитоиды представлены сходными минеральными ассоциациями ( $Bt \pm Amp \pm Px + Fsp + Pl + Qz$ ) и одними и теми же акцессорными минералами (Ep, Ms, Ttn и рудный), присутствующими в породах в разных пропорциях, из-за чего их трудно разделить петрографически. Поэтому при выделении групп, кроме минералогических, были использованы также геохимические критерии. Выделены пять групп гранитоидов: I – Bt плагиограниты, II – Amp и Bt-Amp ( $\pm Px$ ) плагиограниты, III – субщелочные гранитоиды сопоставимые с санукитоидами, IV – субщелочные граниты, обогащенные редкими и редкоземельными элементами и V – плагио-микроклиновые граниты.

Bt плагиограниты I группы (тоналиты и трондьемиты) являются наиболее распространенными, развиты в пределах всех блоков и составляют основу всех батолитов. Это светлые средне-крупнозернистые породы, разгнейсованные и участками мигматизированные. Полевые шпаты представлены Pl, но иногда в небольших количествах присутствует и Fsp, содержание Bt не превышает 5–10%.

Плагиограниты II группы, содержащие наряду с Bt (или вместо него) и Amp ( $\pm Px$ ), встречаются только в пределах Вокнаволоцкого блока, преимущественно в его восточной части. Это однородные темные средне-зернистые породы, местами разгнейсованные. В их составе также преобладает Pl, но изредка присутствует небольшое количество Fsp, характерны варьирующие содержания Amp (5–15%), Bt (5–10%) и реликты Px.

Плагиограниты I и II групп петрогеохимически не различаются. При вариациях  $SiO_2$  от 66 до 76 %, они обогащены CaO (3–4%) и обеднены  $K_2O$  (1–2%). Из пяти выделенных групп гранитоидов только плагиограниты I и II групп по соотношению кальция и суммы щелочей [4] относятся к известковистой серии и на тройной диаграмме K-Na-Ca [5] демонстрируют тоналит-трондьемитовые тренды, что позволяет отнести их к ТТГ комплексам.

Субщелочные гранитоиды III группы представлены монцодиоритами, кварцевыми монцонитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами. Они развиты в пределах всех блоков в виде небольших редко встречающихся массивов. Это мелкозернистые граниты, в которых наряду с Pl присутствует Fsp, но в разных пропорциях. Содержания Bt в них обычно не превышают 5–7%, но иногда достигают 15%. По химическому составу они слабо дифференцированы. Имея от 58 до 69 %  $SiO_2$  и сумму щелочей (5–8%) с натриевой специализацией ( $K_2O/Na_2O < 1$ ), обладают повышенной магнезиальностью (0.40–0.56), повышенными концентрациями Sr (400–800 мкг/г) и варьирующими содержаниями Ba (300–1700 мкг/г). Гранитоиды этой группы сопоставимы с санукитоидами и близки породам нюкозерского и надвоицкого позднелопийских комплексов, выделяемым в Региональных схемах стратиграфической шкалы Карелии [6].

Субщелочные граниты IV группы представлены граносиенитами и монцогранитами. Они встречаются в пределах всех блоков в подчиненном количестве в виде жильных тел, что часто не позволяет оконтурить области их распространения на мелкомасштабных картах. В их составе также присутствует два полевых шпата (Pl и Fsp), но количество Bt по сравнению с гранитоидами предыдущей группы повышено (в среднем до 15–20%). При приблизительно одинаковой с гранитоидами III группы кремнекислотности (64–69%) данные породы имеют более высокую сумму щелочей (8–9%) с преобладанием K над Na ( $K_2O/Na_2O > 1$ ). Кроме того, только эти породы обладают геохимическими чертами, типичными для A-гранитов: высокими концентрациями Zr (500–700 мкг/г), Ba (1000–5000 мкг/г), всех лантаноидов ( $\Sigma P3Э = 500–1300$  мкг/г), повышенными содержаниями Sr (300–800 мкг/г) и Nb (10–20 мкг/г). Будучи гранитами A-типа они характеризуются сильно фракционированными однотипными линиями распределения P3Э с отчетливыми европиевыми минимумами (0.4–0.6).

Плагио-микроклиновые ( $\pm Bt$ ) граниты и пегматоиды V группы пользуются наибольшим распространением и встречаются в виде жил и небольших массивов. Для них характерно преобладание Fsp над Pl. Биотит присутствует не во всех случаях и его содержания не превышают 3–5%. Они содержат 69–79%  $SiO_2$  и в равных количествах  $K_2O$  и  $Na_2O$ , составляющих в сумме 7–9%. Породы этой группы являются аналогами плагио-микроклиновых гранитов кетанойского комплекса, самого позднего из лопийских, выделяемых в Восточной и Центральной Карелии [6].

Геохимические особенности изученных групп гранитоидов указывают на эволюцию кислого магматизма от существенно известковистого до известково-щелочного и хорошо согласуются с изотопными данными, позволяющими проследить эту эволюцию во времени.

Наиболее древними являются плагиограниты I группы (тоналиты и трондьемиты). Исходя из полученных датировок их становление растянуто во времени на период более 100 млн лет: от  $2925 \pm 16$  млн лет до  $2780 \pm 16$  млн лет. По своей природе они известковистые и близки к мантийным.

Все остальные группы гранитов сформировались в неоархее в близком интервале времени ( $2716 \pm 13 – 2665 \pm 14$  млн лет), но при этом имели разные источники.

Плагииграниты II группы кристаллизовались на этапе  $2715 \pm 4 - 2716 \pm 13$  млн лет. Данные Sm-Nd модельного возраста ( $3.21 - 3.13$  млрд лет) и отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}$  ( $-2.3$  и  $-2.6$ ) свидетельствуют о продолжительной коровой предыстории протолита. Судя по низким отношениям Y/Nb ( $0.66 - 1.19$ ), свойственным основным породам [7], он имел преимущественно базитовый состав.

Санукитоиды III группы формировались в это же время ( $2716 \pm 4$  млн лет) по [8]. Источником им служили более молодые расплавы с Sm-Nd модельным возрастом  $2.98 - 2.97$  млрд лет ( $\epsilon_{Nd} +1.08$  и  $-0.31$ ). В магме преобладала коровая составляющая, на что указывают высокие типичные для сиалических пород Y/Nb ( $1.14 - 3.28$ ) и Yb/Ta ( $1.33 - 6.53$ ) отношения.

Субщелочные граниты IV группы формировались на этапе  $2701 \pm 23 - 2665 \pm 14$  млн лет. Такой же как у санукитоидов III группы Sm-Nd модельный возраст  $2.95 - 2.89$  млрд лет, близкий  $\epsilon_{Nd}$  ( $+0.43$ ,  $+0.33$ ) и сходные геохимические особенности (повышенные содержания Sr и Ba) позволяют предположить генетическую связь этих двух групп пород: субщелочные граниты IV группы могли быть продуктами частичного плавления гранитоидов III группы. Принадлежность этих пород к гранитоидам А-типа предполагает значительный вклад в источник сиалической коры.

Плагии-микрокриновые граниты V группы кристаллизовались одновременно со субщелочными гранитами в интервале  $2706 \pm 9 - 2694 \pm 7$  млн лет но из другого источника. Протолитом им служило более древнее вещество с Sm-Nd модельным возрастом  $3.18 - 3.02$  млрд лет, имевшее к тому времени заметную коровую предысторию ( $\epsilon_{Nd}$  равно  $-1$  и  $-1.6$ ). Судя по сильно варьирующим и максимально высоким отношениям Y/Nb ( $0.53 - 4.82$ ) и Yb/Ta ( $0.93 - 7.40$ ) состав протолита был смешанным с большой долей участия сиалического материала.

Материал собран в рамках проекта ГДП-200 Костомукшской площади (ГГУП «СФ «Минерал») с участием автора, выражающего искреннюю благодарность М.А. Корсаковой за возможность его опубликования.

#### Литература

1. Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии западной Карелии. Л., 1974. 155 с.
2. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 222 с.
3. Самсонов А.В. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры С-З Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение земной коры по профилю 4В (Кемь-Калевала). Ред. Р.Г. Берзин и др. Петрозаводск, 2001. С. 109-143.
4. Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. P. 2033-2048.
5. Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites // Geology. 1976. V. 4. P. 596-600.
6. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000, листы Q-36-XXVII, XXVIII. Издание второе. Серия Карельская. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 222 с.
7. Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115-134.
8. Самсонов А.В. и др. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12. 5. С. 495-529.

## БУРАКОВСКО-АГАНОЗЁРСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ ПЛУТОН ЗАОНЕЖЬЯ: ХРОМИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ОЦЕНКА УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ХРОМИТА В ИСХОДНОЙ МАГМЕ ПРИ ПОМОЩИ МОДЕЛИ SPINMELT-2.0

Николаев Г.С.<sup>1</sup>, Арискин А.А.<sup>2,1</sup>, Бармина Г.С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, ул. Косыгина 19, 119991 Москва, Россия

<sup>2</sup> Геологический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы 1, 119234 Москва, Россия

Раннепротерозойский Бураковско-Аганозёрский базит-ультрабазитовый массив – крупнейший расслоенный интрузив в Евразии. Тектоническими разломами плутон разбит на три блока: Аганозёрский (Аб), Шалозёрский (Шб) и Бураковский. В пределах массива выделены Краевая группа и Расслоенная серия, в которой снизу вверх сменяются четыре зоны: оливиновых, двупироксеновых, двупироксен-плагноклазовых и двупироксен-плагноклаз-магнетитовых кумулатов [1]. Около половины объёма плутона составляют оливиновые кумулаты, что однозначно определяет фазовый состав внедрившейся магмы: родоначальный расплав и интра-

теллурические кристаллы Ol ( $\text{Fo}_{87-88}$ ). В результате исследований *Краевой группы Шб* методом геохимической термометрии ранее получена оценка состава родоначального расплава (SHL) [2]. Содержание Cr в родоначальном расплаве оценено в 0.14 вес.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

**Хромитовая минерализация массива** установлена в породах зон оливиновых, двупироксеновых и нижней части двупироксен-плаггиоклазовых кумулатов. Рудная хромитовая минерализация, образующая стратиформную залежь хромитов, найдена как на *Аб*, так и на *Шб* плутона. В первом приближении она приурочена к переходу от зоны оливиновых кумулатов к зоне двупироксеновых кумулатов.

На основании структурно-петрографического анализа среди кристаллов хромшпинелида можно выделить два морфологических типа зёрен: *ксеноморфный* и *идиоморфный*. В нижних частях ультраосновной зоны встречаются аллотриоморфные зёрна акцессорного хромита. Идиоморфный хромит развит в верхних 400 м зоны оливиновых кумулатов и составляет первые проценты объёма пород, являясь уже породообразующим минералом. В горизонтах расслоенной серии выше рудной залежи хромит снова становится акцессорной аллотриоморфной фазой. Хромит первого типа можно интерпретировать как продукт кристаллизации в интеркумулусе; второй тип представляет кумулятивную фазу, отвечающую оливин-хромитовой котектике.

Вариации состава интеркумулятивного хромита по разрезу нижней части зоны оливиновых кумулатов характеризуются последовательным увеличением (на протяжении 900 м разреза), а затем уменьшением (~ 700 м) показателя магнезиальности хромшпинелида ( $\text{mg}\#$ ). Эти изменения коррелируют с вариациями состава оливина и общей магнезиальностью пород [2]. Трёхвалентные катионы также демонстрируют закономерные вариации.

Содержания  $\text{Fe}^{3+}$  повторяют тренд изменения  $\text{mg}\#$ . Отношения  $\text{Cr}/\text{Al}$  характеризуются большим разбросом. Детальное микрозондовое исследование выявляет широкие вариации состава хромита в пределах одного шлифа, тогда как в пределах отдельного зерна вариации не превышают погрешность анализа. Свидетельством долгой термической истории пород служат двухфазные алюмохромит-магнетитовые зерна шпинелида как предельный случай обособления фаз спинодального распада. Этот факт ставит под сомнение принципиальную возможность получения несмещенной оценки состава исходного хромита при исследованиях отдельных зёрен.

Вариации состава кумулятивного хромшпинелида *Аб* характеризуются незначительными (4–5 номеров) различиями содержания трёхвалентных катионов, тогда как изменения их магнезиальности превышают 20 номеров (от 0.26 до 0.43). В этих породах наблюдается зависимость показателя  $\text{mg}\#$  от размера зёрен: наиболее магнезиальные составы имеют самые крупные кристаллы. Составы кумулятивного хромшпинелида *Шб* [3] характеризуются значительно большими вариациями. По сравнению с составами кумулятивных хромитов *Аб* они менее хромистые – за счет увеличения доли Al и  $\text{Fe}^{3+}$ . Обогащение состава хромита Al и  $\text{Fe}^{3+}$  коррелирует с повышенным количеством интеркумулуса в породах *Шб* относительно *Аб* [1].

Современные модели фазовых равновесий позволяют провести реконструкцию состава первично-магматического хромита и редокс-условий его кристаллизации в исходной магме для заданного диапазона температур.

**SPINMELT-2.0** – новая высокобарная версия численной программы SPINMELT [4], которая разработана для расчета состава хромшпинелида и  $T - f_{\text{O}_2}$ -условий его стабильности на ликвидусе базальтовых расплавов при давлениях до 15 кбар. Программа основана на решении системы эмпирических уравнений, связывающих состав хромшпинелида (в рамках термохимической модели для  $\text{Cr-Al-Fe}^{3+}\text{-Fe}^{2+}\text{-Mg-Ti}$  раствора [5]) с температурой и составом равновесного расплава при заданном давлении. Массив данных для калибровки был сформирован с помощью базы экспериментальных данных ИНФОРЭКС [3]. Он включает 350 пар хромшпинелид – расплав, полученных в опытах с сухими системами нормальной щелочности при  $f_{\text{O}_2} \leq \text{QFM}+2$  в 33 исследованиях. В состав выборки входят 221 эксперимент при 1 атм, 105 опытов при 10 кбар и 24 – при 15 кбар. Диапазон составов расплава даёт представление о границах применимости модели (масс.%):  $\text{SiO}_2 - 42.7 \div 61.5$ ,  $\text{TiO}_2 - 0.01 \div 4.5$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 9.6 \div 22.5$ ,  $\text{FeO} - 3.3 \div 18.6$ ,  $\text{MgO} - 4.0 \div 25.6$ ,  $\text{CaO} - 4.0 \div 16.3$ .

Общий вид регрессионных уравнений для пяти реакций, включающих Cr, Al, Mg, Ti и суммарное железо ( $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ ):

$$\ln K = \frac{A}{T} + B * P + C * \Delta \lg \text{QFM} + \sum_i D_i * R_i + \text{Const},$$

где  $K$  – это константа соответствующей обменной или образовательной реакции,  $T$  – температура в °K,  $P$  – давление, кбар,  $\Delta \lg \text{QFM}$  – сдвиг окислительно-восстановительных условий относительно буфера  $\text{QFM}$  в лог.ед.,  $R$  – структурно-химический параметр расплава, подобный  $\ln(\text{NBO}/T)$  или  $\ln(\text{Si}/\text{O})$ . Полученные регрессионные зависимости и стехиометрические соотношения катионов в разных структурных позициях в хромшпинелиде [5] составляют систему уравнений, решение которой дает полное описание равновесия хромит – расплав. Это решение проводится методом последовательных итераций.

Данный алгоритм реализован в программе SPINMELT-2.0, тестирование которой проводилось на массиве из 173 точек, вошедших в калибровочные выборки всех пяти базовых уравнений. Результаты тестирования приведены на графиках (рис.1).

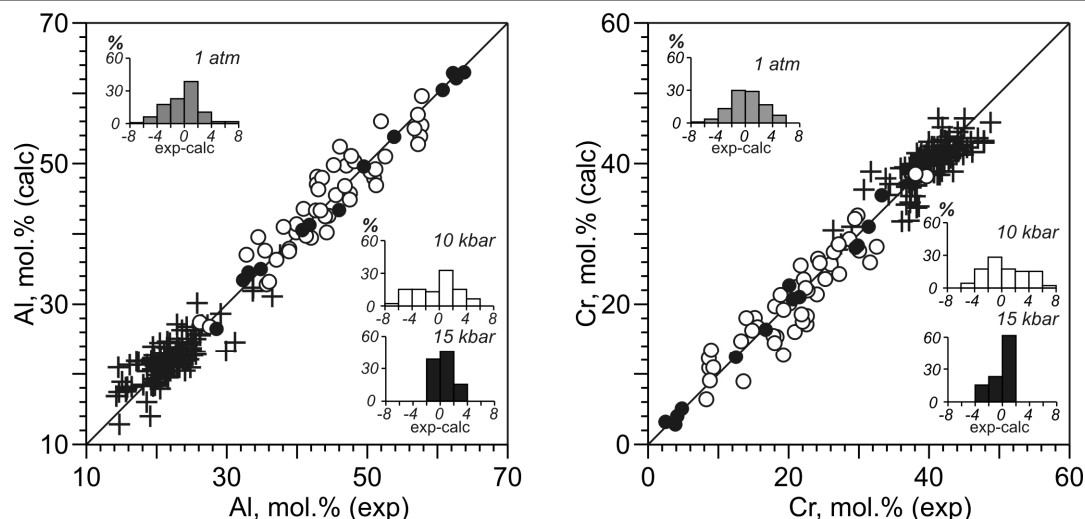


Рис. 1. Сравнение составов экспериментальной шпинели с расчетными по модели SPINMELT-2.0. (на графиках: прямые кресты – эксперименты при 1 атм, белые кружки – 10 кбар, черные кружки – 15 кбар)

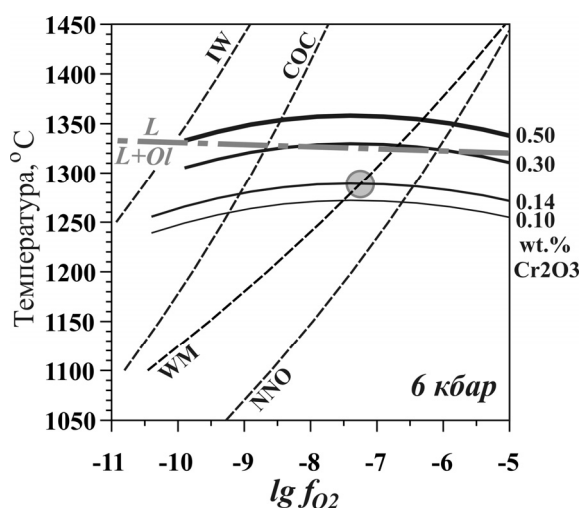


Рис. 2. Расчёт условий насыщения хромшпинелидом модельного расплава SHL. Штрих-пунктирная линия показывает температуру ликвидуса оливина. Серым цветом выделены условия, наиболее вероятного начала кристаллизации хромита при формировании Бураковско-Аганозёрского плутона

ряет этому условию. Это является независимым подтверждением реалистичности данных построений (рис. 2).

Результаты расчёта состава модельного хромита, равновесного SHL, в зависимости от редокс-условий и содержания хрома в расплаве демонстрирует, то с ростом давления уменьшается влияние концентрации хрома на состав ликвидусного хромита.

Характерно, что, несмотря на широкие вариации, реально наблюдаемые составы кумулятивных кристаллов хромита находятся в стороне от модельных составов. Это является ещё одним аргументом в пользу предположения, что хромит теряет свой первично магматический состав за долгую термическую историю интрузива.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 11-05-00268, 14-05-00216.

#### Литература

1. Николаев Г.С., Хворов Д.М. Бураковско-Аганозёрский расслоенный массив Заонежья: I. Геохимическая структура расслоенной серии плутона // Геохимия. 2003. № 8. С. 847–865.
2. Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Аганозёрский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005, № 7, с. 712–732.



3. Чистяков А.В., Шарков Е.В. Петрология раннепалеопротерозойского Бураковского комплекса (Южная Карелия) // Петрология, 2008, т. 16, № 1, с. 66–91.
4. Ariskin A.A., Nikolaev G.S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibrium in mafic igneous systems at atmospheric pressure: I. Chromian spinels // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 282–292.
5. Sack R.O. Spinels as petrogenetic indicators: Activity-composition relations at low pressure // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 79, p. 169–186.

## **О ВОЗМОЖНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ ИСКОПАЕМЫХ В РАЙОНЕ ИМПАКТНЫХ СТРУКТУР ФЕННОСКАНДИНАВИИ (ЗОНЫ РАЗУПЛОТНЕНИЯ, УДАРНО ВЗРЫВНАЯ ТЕКТНИКА (УВТ))**

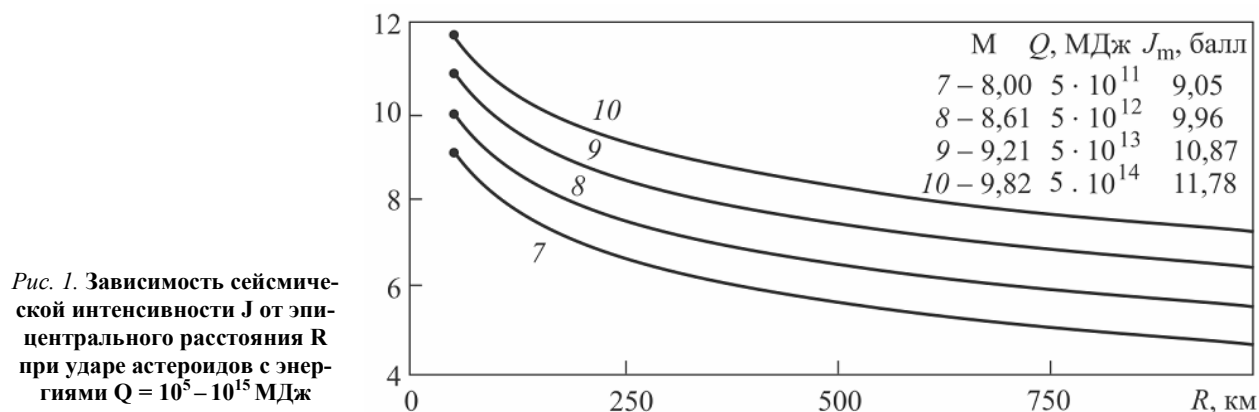
**Окунев И.С.**

*Национальный Исследовательский Центр «Курчатовский институт» Петербургский Институт  
Ядерной Физики (НИЦ «Курчатовский институт» ПИЯФ), Гатчина, roman@pnpi.spb.ru*

*Импактные региональные события с диаметром кратеров от десятка километров могут существенным образом влиять на образования локальных месторождений, как нефти и газа, так и металлических ископаемых в районе импактных структур. Это связано как с созданием в обширной зоне вблизи импакта структур с большим разуплотнением пород и соответственно изменением проницаемости пород, появлением ловушек, так и с активацией местных разломов, с запуском гидротермального и флюидного переноса. Рассмотрены площади проявления рудоносности на примере импакта Янисъярви.*

Роль импактных событий в возникновении месторождений давно уже отмечена целым рядом авторов [1, 3]. Кроме хорошо известных, уникальных, гигантских по запасам, импактных алмазов месторождений Попигая, открытых и описанных В.Л. Масайтис и др., известно и давно разрабатывается полиметаллическое месторождение астроблемы Садбери со значительным содержанием платины, описанное Лайтфутом, как генезис сульфидно-никелевой минерализации, связанной с импактным расплавом. Так же выявлены и описаны, как генетически импактные по происхождению в рамках теории УДАРНО-ВЗРЫВНОЙ ТЕКТНИКИ (УВТ), ряд крупных месторождений газа и нефти в Казахстане [4, 5]. В последние десятилетия на территории России, кроме косвенных признаков по золоту в карском купроауриде, систематическое изучение металлоносности для импаكتов практически не проводилось. Кроме импактных алмазов в районе астроблем следует ожидать проявления гидротермальных металлических месторождений, в том числе и по ЭПГ, в районе местных разломов и по площадям разуплотнения. Данный феномен относится к процессам УДАРНО-ВЗРЫВНОЙ ТЕКТНИКИ (УВТ) и активизации местных разломов. Отличительные особенности явления: разрушение и плавка пород мишени, обширное разрушение и разуплотнение пород вблизи импакта, возникновение долгоживущего (от сотен тыс. до миллиона лет) обширного (в десятки куб. км) очага расплава мишени, активизация местных региональных разломов за счет удара с магнитудой 8–9, последующая длительная гидротермальная активность площади с выносом и переотложением металла в «ловушках» раздробленных, хорошо проницаемых пород. При этом происходит изменение геохимии процессов по схеме: деструкция породных масс и механохимические эффекты [7]. В работах Гохберга и др., рассмотрен пример сейсмогенного «удара» и колебательного последствия подземных ядерных взрывов в Неваде. При взрыве ядерного заряда мощностью в 1 Мт ( $10^9$  кг ВВ) на поверхности вокруг точки взрыва, в радиусе более полукилометра наблюдалась интенсивная, сложная, механическая деформация породных масс. Смещения по ранее известным разрывам были установлены в радиусе более 5.5 км, колебательное последствие афтершокового характера, около десяти тысяч толчков с  $M = 1.3–4.2$ , продолжалось несколько месяцев. Наряду с разнообразными эффектами объемной деструкции породных масс, работой механизмов упрочнения, трещинообразования и перемещения блоковых структур, важнейшим следствием этого процесса является механическое измельчение породного субстрата. При этом, как указывает Чиков [7], особое значение имеет милонитизация: преобразование механически измельченной среды по эффектами механохимии, при сильных землетрясениях ( $M > 8$ ) процесс приобретает характер реологического взрыва. В области механического измельчения активно проявляется влияние адсорбционноактивных сред, резкое снижение прочности, пластифицирование и самопроизвольное диспергирование твердого тела. В тонкодисперсных средах количество микродефектов на много порядков превышает дефектность монокристаллов, коэффициенты диффузии растут на несколько порядков. Измененная среда становится с одной стороны более проницаемой, с другой приобретает свойства активного геохимического барьера.

Рассмотрим более подробно взрывные параметры импакта. Подробный расчет приведен в работе [8]. Возьмем за основу удар астероида размером в 1 км, массой около  $10^6$ – $10^7$  Кт, средняя скорость для таких объектов 25–30 км/с, энергия удара тогда составит  $10^{15}$ – $10^{16}$  МДж. Это соответствует землетрясению с магнитудой  $M = 10$ – $11$ . Зона влияния при симметричном (круговом) распространении ударной сейсмической волны может быть оценена из графика на рис. 1.



Для кратера диаметром в 20–30 км, на расстояниях до 200 км от эпицентра, землетрясение будет иметь амплитуду от 11 до 10 баллов. При наличии в месте импакта разлома первых порядков, ударная волна будет несимметрична, а будет распространяться в виде эллипса вдоль разлома, при наличии местных локальных разломов структура будет звездчатая. В этом случае землетрясение силой в 10 баллов будет распространяться уже на сотни км от эпицентра. Таким образом зона сжатий и разуплотнения, механических повреждений, разрывных нарушений может занимать в районе импакта многие сотни кв. км. Во всей этой зоне можно ожидать проявления локальных, но богатых месторождений, возникающих по смешанной схеме: тектоническое дробление, механноактивация, гидротермальный и флюидный захват по активированным дробленным породам.

Кроме очевидных гравитационных аномалий, один из поисковых признаков – магнитные аномалии, как изменение физико-химических характеристик разуплотненных пород. Во многих импактах выделены кольцевые зоны аномального «размагничивания», что указывает на процессы ударной тектоники за счет волн сжатия и активной флюидной пропитки. Намагниченные участки теряют начальную намагниченность и выделяются на фоне предыдущей серии. Если при этом происходит расплав или критический прогрев породы, то по мере остывания приобретает новая ориентация намагниченности.

Примером влияния УВТ на минерализацию может служить карта рудопроявлений для Карского импакта (диаметр 60 км, возраст 65–70 млн. лет) на Югорском полуострове рис. 2, 3. Из карты хорошо видно активное рудообразование в районе до 100 км от эпицентра по местным тектоническим нарушениям.

Рассмотрим площади проявления рудоносности на примере импакта Янисъярви. Метеоритный кратер Янисъярви расположен в Северном Приладожье в районе озера Янисъярви. Озеро размером около 14 км располагается над крупным позднерифейским (около 700 млн лет) метеоритным кратером. Мишенью для кратера послужили метаморфические породы свит наатселькя и пъякъярви ладожской серии нижнего и среднего протерозоя, представленных кварц-биотитовыми сланцами и микросланцами. В состав мишени могли также входить мрамора и известняки сортавальской серии, расположенной ниже ладожской серии и графитизированные сланцы. Начальный размер кратера был существенно больше, если брать за центр астроблемы центральную горку, то диаметр кратера около 30 км, с учетом возраста импакта в 700 млн. лет и эрозии, первичный кратер был вероятно не менее 50 км. Аналогичный вывод можно сделать если рассмотреть эрозию астроблемы Садбери. Первоначальный диаметр рудоносной астроблемы Садбери определен как 250 км, что в четыре раза превосходит её нынешние размеры: длина 60 км при поперечнике 27 км. В импактиках астроблемы Янисъярви обнаружены различные параморфозы кубического алмаза по различным УВ мишени, существенно отличные по гинезису и свойствам от алмазов Попигая. Среднее содержание импактных алмазов на Янисъярви должно быть десятки карат на тонну, если сравнивать с оценкой по алмазами Попигая, так как мишенью для астероида были породы со значительным большим содержанием углерода – черные графитовые сланцы и шунгиты. Следует особо отметить, что извлекать и обогащать ультрадисперстные алмазы в данном случае будет несравненно легче, чем из тагамитов Попигая из за огромного времени эрозии пород данного импакта. Более того, можно ожидать наличие крупных аллювийных обогащенных россыпей сноса русловых ультрадисперстных алмазов в северной части Ладоги, как это имеет место для россыпей тогоритов Карской астроблемы в районе Карской губы.

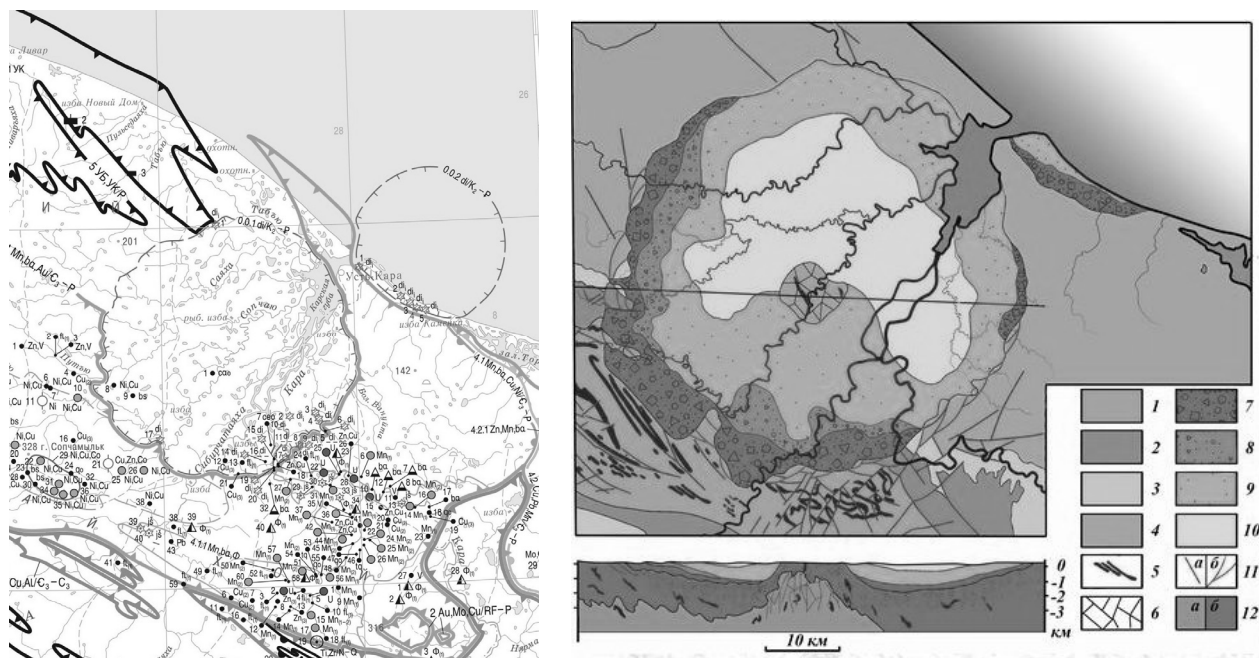


Рис. 2, 3. Карта рудопоявлений, схематическая геологическая карта Карской структуры с геологическим разрезом, соответствующий линии на рисунке <http://labmpg.sccc.ru/impact/a90.html>. (Масайтис В.Л. и др. Геология астроблем 1980 Ленинград: Недра)

На карте аномалий магнитного поля – рис. 4, 5, структура импакта Янисъярви имеет сложную форму и занимает значительно большую площадь, чем известные границы кратера. В данном районе отмечены многочисленные рудопоявления золота – Ялонвара, Хатуноя, Соанваарское, Пякюля, Янис. Развитие золоторудной минерализации контролируется сдвиговыми дислокациями второго и третьего порядков, приуроченными к перекрытой свекофенскими отложениями юго-западной краевой ослабленной зоне архейского Карельского кратона (Раахе-Ладожская зона). По минеральному составу оруденение относится к золото – арсенидному типу. Весь район имеет интенсивный повсеместный выход радона, что указывает на высокую проницаемость пород [http://nedrark.karelia.ru/geolinform/map\\_rad\\_obst.htm](http://nedrark.karelia.ru/geolinform/map_rad_obst.htm).

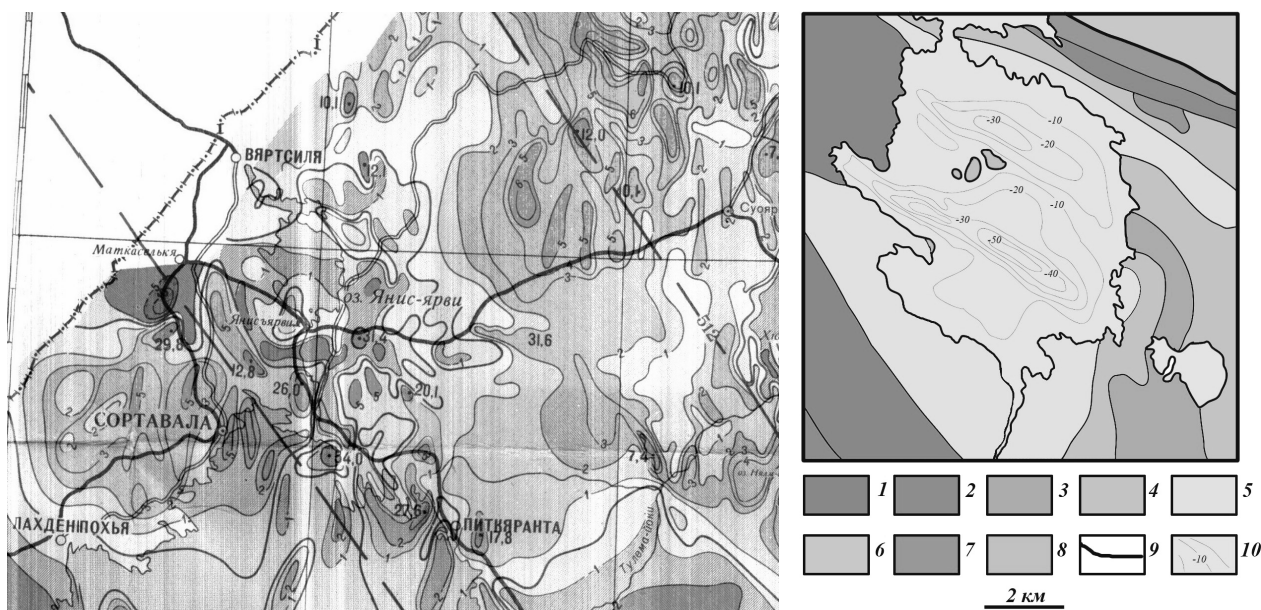


Рис. 4, 5. Карта аномалий магнитного поля и схематическая геологическая карта района метеоритного кратера Янисъярви. (Д.Д. Бадюков, РАН МЕТЕОРИТНЫЕ КРАТЕРЫ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ. ГЕОХИ 2005)

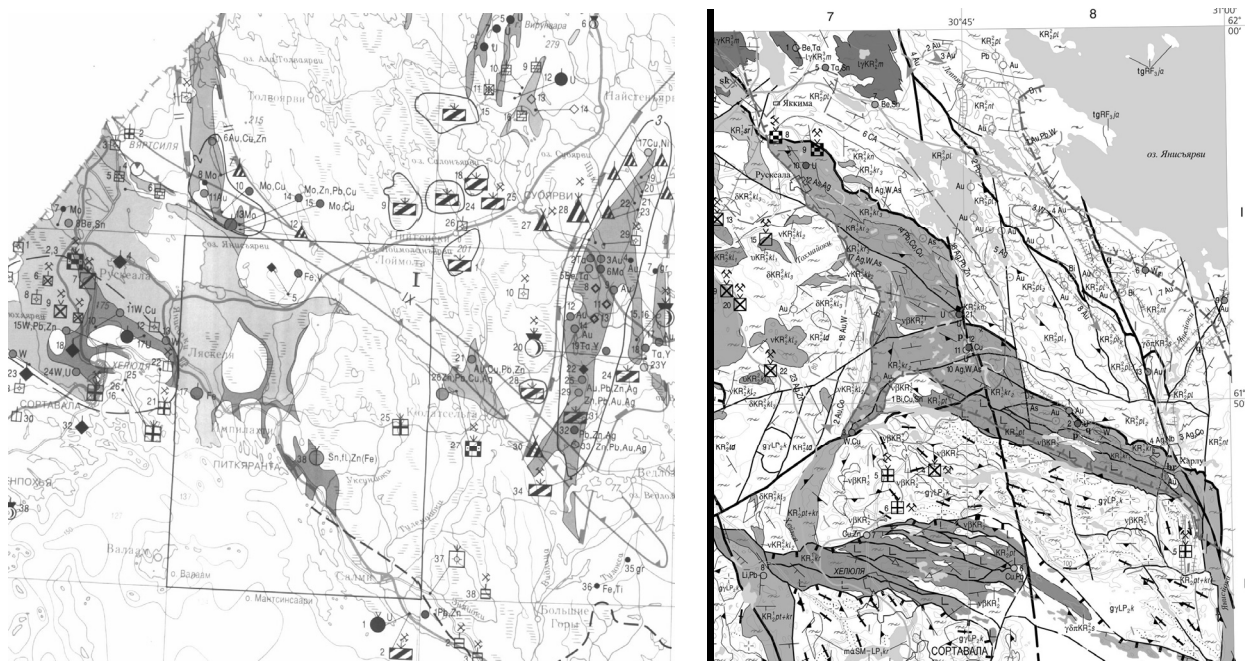


Рис. 6, 7. Геологическая схема тектонических нарушений и карта рудопроявления

Отмечается повсеместно и иная рудная специализация – [10], рудовмещающими комплексами являются синорогенные тоналитовые интрузии (~1,9 млрд лет) и туфогенно-осадочные образования в их экзоконтактах. Характерной особенностью площади является развитие системы продольных тектонических зон. Они представлены субогласными зонами дробления и рассланцевания в туфогенных горизонтах в сочетании с зонами трещиноватости в эндо- и экзоконтактах массивных лавовых потоков, силлов и даек. На этапе свекофенской тектоно-магматической активизации ~1.7 млрд лет (Свекофенская (1650–2100 млрд лет) по разрывным нарушениям северо-западного направления происходило внедрение даек габбродолеритов. Считается, что эта активизация привела к метасоматозу с перераспределением минерализации в местных разрывах более высокого порядка. Однако следует предположить, что история локального метасоматизма не закончилась в свекофенский период, а была продолжена с активным минеральным переносом в более поздний период после импакта 700 мил. лет назад. При этом зона поздней активной минерализации должна была составить не менее четырехсот км вдоль главного разлома в полосе импакта.

Таким образом, можно утверждать, что характер и тип минерализации в данном районе, связанный в основном с переотложением по локальным тектоническим нарушениям, большинство из которых возникло после импакта, подтверждает модель минерализации по УВТ.

### Литература

1. Масайтис В.Л. и др. Геология астроблем. (1980). Ленинград: Недра.
2. Зейлик Б.С. Новая технология прогнозирования месторождений полезных ископаемых на основе космической информации (ДЗЗ) и принципов ударно-взрывной тектоники (УВТ) // Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. 2012. № 4. С. 38–47.
3. Dietz R. S. Sudbury astrobleme splash emplacement sublayer and possible cosmogenic ores // Spec. pap. Geol. Assoc. Canada, Toronto.. 1972. № 10. P. 29–40.
4. Jones A. P. Meteorite impacts as triggers to Large Igneous Provinces // Elements. 2005. Vol. 1. № 5. P. 277–281.
5. Зейлик Б.С. и др. Ударно-взрывная тектоника – новая стратегия прогноза месторождений нефти и газа // Нефть и газ. 2009. № 3. С. 24–30.
6. Масайтис В.Л. и др. Алмазонасные импактиты Попигайского кратера, 1998, Л. Недра. 179 с.
7. Чиков Б. М. Проблемы геологической интерпретации сейсмоочаговых систем земной коры (геомеханика и тектонофизический анализ // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. Vol. 1. № 3. P. 231–248.
8. Александров А.А. и др. Астероидная уязвимость земли // Вестник МГТУ им.Н.Э.Баумана. Сер. Машиностроение. 2013. № 2.
9. Голубев А. И. и др. металлогения и оценка перспектив Карелии на крупные комплексные благороднометалльные месторождения // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. Вып. 10. Петрозаводск.
10. Иващенко В. И., Лавров О. Б. Магматогенно Рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонварского вулканно – плутонического комплекса архея Карелии. // Петрозаводск. 1994. С. 128.

**БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОЙКАРСКОГО СИЛЛА  
(КАРЕЛИЯ)****Олейник И.Л.<sup>1</sup>, Кулешевич Л.В.<sup>2</sup>**<sup>1</sup>ООО «Индустрия», г. Петрозаводск, e-mail: [oleynicIL@polimetall.ru](mailto:oleynicIL@polimetall.ru)<sup>2</sup>ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: [kuleshev@krc.karelia.ru](mailto:kuleshev@krc.karelia.ru)

В создании минерально-сырьевой базы элементов платиновой группы (ЭПГ) в Карелии большое значение имеет оценка новых и переоценка ранее известных, в частности, железо-окисных малосульфидных типов руд. Интрузивный палеопротерозойский габбродолеритовый магматизм (~1,98 млрд лет [2]) развивался как трапповый. Он тяготеет к рифтогенным структурам в центральной части территории Карелии (западный борт Онежской структуры).

Койкарское титаномагнетитовое месторождение было открыто и оценивалось С.И. Заком (1955). Оно приурочено к пластовой интрузии габбродолеритов, которая прослеживается от пос. Койкары до Святнаволока. Протяженность силла около 20 км (протяженность выходов контакта – 50 км), его мощность – 250 метров. Содержание титаномагнетита в габбродолеритах меняется от 6–25% в нижней части рудного горизонта и до 40–45% в центральной части. В Викшозерской зоне было выделено три рудных тела, в Пальеозерской – четыре длиной от 0,6 до 8 км, мощностью от 2 до 10 м, прослеженные на глубину 400 м. В них установлено  $Fe_{вал}$  – 22,9%,  $TiO_2$  4,0–12,62% (среднее 6%),  $V_2O_5$  от 0,32 до 0,97–1,39% [1]. Запасы титаномагнетитовых руд категории (C1+C2) составляют 314,1 млн тонн, но по основным компонентам они были отнесены к забалансовым. Извлечение ильменита из титаномагнетита (в титановый концентрат) возможно, если его зерна превышают размер 0,3 мм. Позднее в титаномагнетитовых рудах были обнаружены благородные металлы (Pt, Pd, Au). Благодаря современным поисковым работам, проводимым ООО «Семченское Золото» было установлено, что: 1 – благороднометалльная минерализация тяготеет к нижней части титаномагнетитового горизонта, содержащего 1–4% сульфидов; 2 – выделено и утверждено месторождение Викша, подсчитаны его запасы и ресурсы. В задачи настоящей работы входило установление петрохимических особенностей пород силла, характера распределения микрокомпонентов и изучение минеральных ассоциаций благородных металлов.

**Петрографические и петрохимические особенности пород.** Койкарский силл внедрился между ятулийскими базальтами и вышележащими карбонатсодержащими толщами, он выделяется по повышенной магнитности пород. Силл дифференцирован на габбровую и диоритовую фазы (габбродолериты и монцогаббро-диориты), представлен несколькими горизонтами (обычно выделяются зоны верхнего и нижнего эндоконтакта, подрудная, рудная титаномагнетитовая, переходная, надрудная, гранофировая, такситовая, диоритовая зоны, а также зоны с сульфидной минерализацией и ЭПГ). Внедряясь в карбонатные породы, габбродолериты вызывают метасоматические изменения – хлоритовые, актинолитовые, монцогаббро-диориты сопровождаются биотитизацией, альбитизацией, турмалином.

Габбродолериты представляют собой массивные, мелко- и среднезернистые черные мелано- и мезократовые породы; в лейкократовых и такситовых зонах они содержат эвтектические (гранофировые) срастания. Минеральный состав пород представлен пироксеном и амфиболом по нему (50–55%), плагиоклазом (40–35%), биотитом (1–2%), вторичными минералами (до 3–10%). Содержание титаномагнетита в породах колеблется от 6–20%, в рудных горизонтах возрастает до 40–45%, содержание сульфидов обычно не превышает 1–4% (Cu–0,06–0,13%). В гранофировых срастаниях встречаются альбит, кварц (1–2%), апатит (1–4%). Акцессорные минералы представлены бадделейтом, цирконом, реже встречаются монацит, торит; вторичные минералы – актинолит, эпидот, хлорит, альбит.

Первичные пироксены встречаются в реликтах в рудных зонах, они замещаются роговой обманкой. Амфиболы в рудных титаномагнетитовых горизонтах обычно представлены темно-зеленой подщелоченной роговой обманкой, которая содержит Na, K и повышенные концентрации хлора 1,6–3%. Хлор в небольшом количестве содержится также в поздних актинолитах (Cl до 0,3–0,7), биотите (Cl до 2,16%) и апатите (F~4%, Cl~0,3%). Основной плагиоклаз габбродолеритов обычно раскисляется до андезина (Ca 9,04–5,39%; Na 2,77–4,72%), он замещается эпидотом, альбитом (Na 7,45–8,22%, Ca 1,85–0,66%).

Рудный горизонт располагается несколько выше подошвы силла: титаномагнетитовый – на 33–36 метров; благороднометалльный – на 38–42 метра. Титаномагнетит образует октаэдрические и своеобразные полые скелетные кристаллы (рис. 1). Он содержит от 3,3 до 16,7% Ti. Избыточный титан из титаномагнетита при остывании интрузивного тела выделяется в форме ламелей и неправильных зерен (генерации 1 и 2). Присутствие Cl-содержащих минералов в рудном горизонте указывает на высокую флюидонасыщенность магматического расплава на стадии рудоотложения.

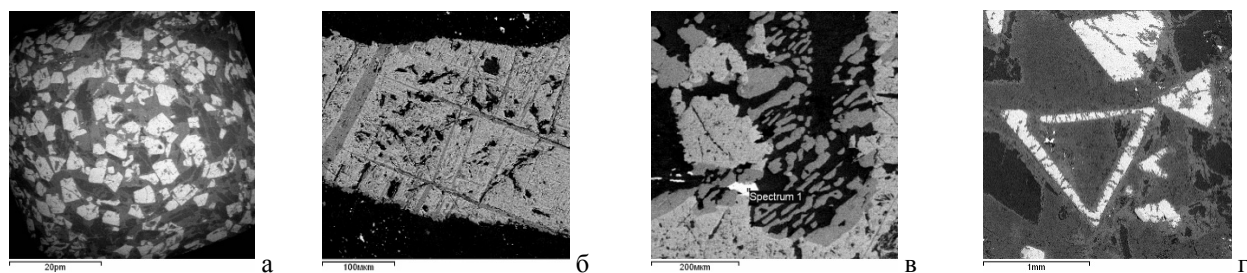


Рис. 1. Титаномагнетитовые руды:

а – богатая вкрапленная руда (обр. Кен3, 3а); б – ламелли ильменита-1 в титаномагнетите; в – халькопирит (sp. 1), магнетит, ильменит-2; г – скелетные кристаллы титаномагнетита (457)

Монцогаббро-диориты – породы среднезернистые, массивные, имеют красновато-черный цвет, долевую структуру, по минеральному составу – роговообманковые, либо биотитсодержащие. Они встречаются в восточной части Койкарской структуры и верхних горизонтах силла, иногда образуют самостоятельные тела, секущие вмещающие толщи. Породы обычно содержат идиоморфные лейсты плагиоклаза (альбит), амфибол, биотит, иногда калишпат, имеют высокую Na-щелочность и низкую железистость.

**Геохимические особенности пород.** Среднее содержание  $\text{SiO}_2$  в безрудных породах меняется от 46–47% до 57%, в рудных снижается до ~27%, при  $\Sigma(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3) = 40\%$ . В габбродолеритах содержание Ti составляет 2–5 %, V–0,04–0,32 ppm,  $\Sigma\text{TR}$  117–160 ppm, Zr 110–185 ppm, Y 30–43 ppm; в рудных – содержание Ti повышается до 7,8%, снижается  $\Sigma\text{TR}$  (56–80 ppm), Zr (60–110 ppm), Y (20–30 ppm). В монцогаббро-диоритах содержание Ti не превышает 1,2–1,4%, V~0,001 ppm,  $\Sigma\text{TR}$  возрастает до 275–326 ppm, Zr до 590–680 ppm, Hf до 20 ppm, Y 105–123 ppm. По содержанию Zr и REE монцогаббро-диориты превышают мезократовые габбродолериты в 3–5 раза, что связано с присутствием в них Zr-O, Zr-Si, TR-фаз. Ятулийские базальты, в отличие от габбродолеритов, содержат более низкие концентрации Ti (0,025%), V (110 ppm)  $\Sigma\text{TR}$  (9 ppm).

**Благороднометаллическая рудная минерализация** на участке Викшезерский встречается в виде вкрапленности микронного размера от 1–3 до 10–15 мкм (рис. 2) в рудных габбродолеритах, содержащих халькопирит, борнит, реже галенит, сфалерит (Fe 1–3%), клаусталит. Pt-Pd-минералы образуют удлинённые, округлые или неправильные кристаллы, зерна и их сростания. Они выделяются в силикатах пироксенах и амфиболах, в сростании друг с другом и реже с халькопиритом, но, в целом, тяготеют к зонам с Cu-сульфидами. Тонкодисперсное золото встречается редко, обычно оно образует сростания с арсенидами палладия или мончеитом. В северной части участка Викшозерский (табл. 1) установлены палладоарсенид, палларстанид, брэггит, палладотеллуарсениды, винцентит, сперрилит, арсенопалладинит, мончеит, тонкие сростания платиноидов с золотом.

Таблица 1. Pd-Pt-минералы северной части участка Викшозерский

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Pd	71.87	60.58	69.16	68.16	30.60	30.43	43.08	75.0	76.82	78.34			84.36		37.23
Pt		11.63		7.58	43.30	42.54	22.79				57.14	54.20		42.44	7.63
Rh												2.02			
As	23.49	20.34	11.61	7.68				12.60	9.34	9.27	42.86	40.71	15.64		12.69
S					21.03	21.61	23.54					0.86			0.27
Te								8.10	10.65	7.12				57.56	2.19
Sn		3.44	19.24	13.34					3.20	3.72					
Sb								2.92							
Au	3.29			2.73											31.58
Ag															7.10
Ni					5.08	5.42	9.95								
Fe							0.63	1.38		1.56		2.21			1.32
$\Sigma$	98.65	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Обр.	Кен1	Кен3	Кен1	Кен3	Кен1	Кен1	Кен2	Кен1	Кен2	Кен3	Кен1	Кен1	Кен2	Кен3а	Кен3а
сп	1–1	16–1	2	14–1	9	22	14	11	7–1	10–1	14–1	5–1	1	1	6

Примечание. 1–2 – палладоарсенид  $(\text{Pd}, \text{Au})_2\text{As}_2$ ; 3–4 – палларстанид  $\text{Pd}_8(\text{Sn}, \text{As})_3$ , (Bi 0.51 %); 5–7 – брэггит  $(\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Ni})\text{S}$ ; 8–10 – теллуар-арсенид палладия – винцентит  $(\text{Pd}_3(\text{As}, \text{Te}, \text{Sn}))_2$ ; 11–12 – сперрилит  $\text{PtAs}_2$ ; 13 – арсенопалладинит (фаза  $\text{Pd}_4\text{As}$ ); 14 – мончеит  $\text{PtTe}_2$ ; 15 – тонкое прорастание Pt-Pd-арсенида с золотом.

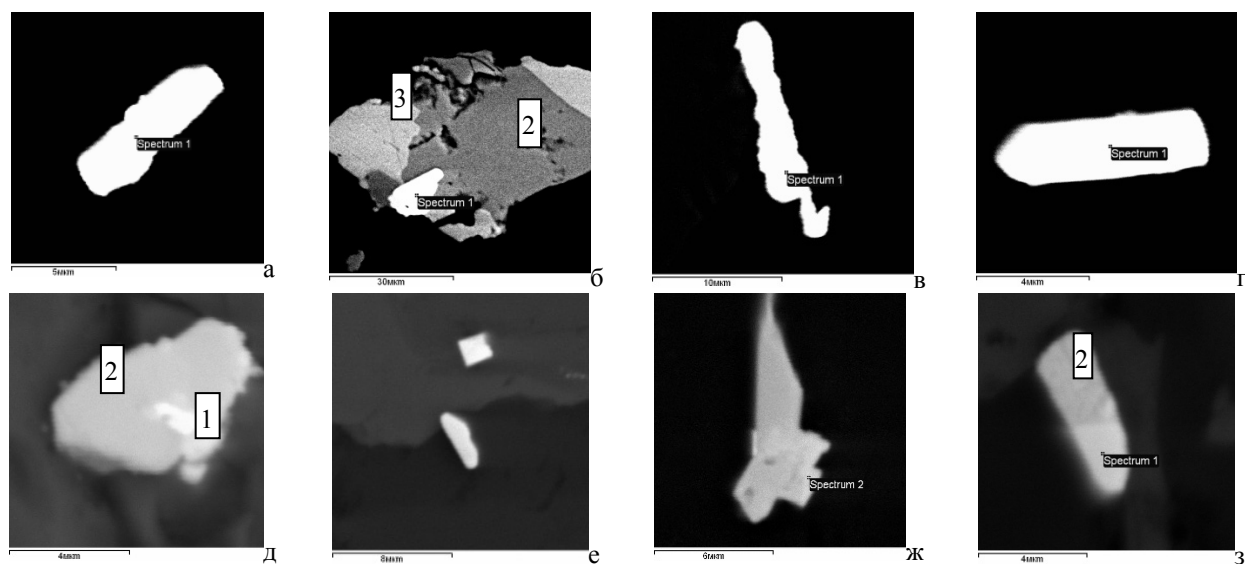
Реже (в К–602) встречаются изомертиит (As 11,3–11,06%; Pd 72,85–73,35%; Sb 15,84–15,59%), тонкое золото, серебро и амальгама серебра (Ag 89,22–97,4%; Hg 10,78–2,6%).

В южной части участка Викшозерский (табл. 2, рис. 2) платиноиды выделяются в сростании друг с другом и реже с золотом. Они представлены сперритом, изомертитом, Те-изомертитом, палладоарсенидом, Sn-арсенопалладинитом, стиллуотеритом<sub>3</sub>, высоко Pd-фазой Pd<sub>7</sub>As<sub>2</sub>, станнопалладинитом, Sb-Te-As-палладинитом, мончеитом, янцхонгитом. Висмута-теллуриды распространены меньше, чем арсениды. Золото содержит 15–23% Ag.

**Таблица 2.** Pt-Pd-минералы и Au южной части участка Викшозерский (Каллиев)

Эл.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Pd	74,87	77,44	4,39	75,05	75,65	47,66		76,47	77,65	77,08	71,80	82,83	66,83	76,45		
Pt			50,9				45,37									
Rh			3,77													
Au											7,76				76,96	84,89
Ag															23,04	15,11
As	9,17	9,89	40,94	24,95	24,35			17,95	17,78	19,15	20,44	17,17	8,18	8,79		
Sb	15,96	12,67								3,77				8,80		
Sn								5,58	4,57				24,98			
Te						52,34	54,63							5,97		
Обр.	451	451	451	452	456	457	456	453	453	451	451	452	452	453	457	451
сп.	6–1	22–1	6–2	4–1	10–1	9–1	5–2	17–1	18–1	23–1	23–2	8–3	11–1	22–1	8–1	6–3

*Примечание.* 1–2 – изомертит Pd<sub>5</sub>AsSb. 3 – сперрит (Pt,Pd,Rh)As<sub>2</sub>. 4–5 – палладоарсенид Pd<sub>2</sub>As. 6 – янцхонгит PdTe. 7 – мончеит PtTe<sub>2</sub>. 8–9 – арсенопалладинит, Sn-содержащий Pd<sub>5</sub>(As,Sn)<sub>2</sub>. 10–11 – стиллуотерит Pd<sub>8</sub>As<sub>3</sub>, 11 – Au-содержащий. 12 – арсенопалладинит (фаза Pd<sub>7</sub>As<sub>2</sub>). 13 – станнопалладинит As-содержащий Pd<sub>3</sub>(Sn,As)<sub>2</sub> (тетрагон. фаза). 14 – Те-изомертит Pb<sub>5</sub>(As,Sb,Te). 15–16 – золото Ag-содержащее.



**Рис. 2. Морфология минералов благородных металлов в Fe-Ti-O-рудах в габбро-долеритах участка Викшозерский:**

Северный Викшозерский (Кентилампи): а – палладоарсенид, обр. Кен1–1; б – брэггит (sp. 1), (Pd,Pt,Ni)S, халькопирит (2), борнит (3), Кен1–14; в – сперрит PtAs<sub>2</sub>, Кен2–5; г – паларстанид Pd<sub>8</sub>(Sn,As)<sub>3</sub>, Кен3. Южный Викшозерский (Каллиев): д – сростание золота (белое) и сперрита в арсенопалладините (2) (Кен 3а–7); е – арсениды Pt и Pd (Кал451–14); ж – сростание изомертитита PtAs и Au (sp. 2), 451–3; з – сростание сперрита (sp. 1) и палладоарсенида (2).

## Литература

1. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: «Карелия». 2005. 278 с.
2. Филлипов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А. Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святонавлоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2007. Вып. 10. С. 49–68.

# ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ НЕОАРХЕЙСКОГО ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЬСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Петровский М.Н., Базай А.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, petrovskaya@geoksc.apatity.ru

Объектом настоящих исследований является архейский гранулитогнейсовый комплекс северо-западной части Центрально-Кольского блока (ЦКБ), который представлен образованиями гнейсов кольской серии с резко подчиненным количеством амфиболовых гнейсов, кварцитов, амфиболитов и сланцев. Исследования гнейсов кольской серии на предмет выявления эволюции эндогенных процессов, определение их термодинамических режимов проводились в пределах двух детальных участков: «Купол» (район реки Малая Титовка; рис. 1) и «Озеро Нялъявр» (район озера Нялъявр; рис. 2). В пределах детального участка «Купол» в ассоциации с гнейсами кольской серии и мусковит-турмалиновыми пегматитами были найдены выходы плагиоамфиболитов и реликтовых основных гранулитов с золоторудной минерализацией, что послужило весовым поводом для дальнейшего комплексного изучения этого участка.

Геолого-петрологическими и изотопно-геохронологическими исследованиями установлены этапы минералообразования, соответствующие этапам регионального метаморфизма, проявленным в пределах северо-западной части ЦКБ.

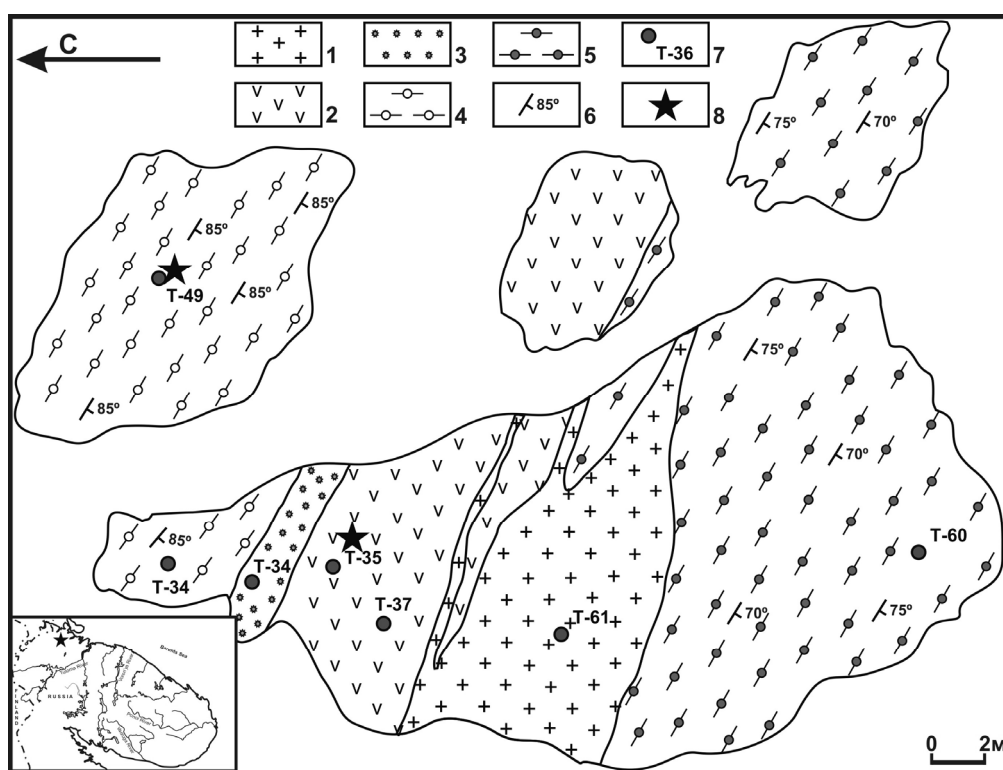


Рис. 1. Схематическая геологическая карта участка «Купол».

Условные обозначения: 1 – турмалин-мусковитовый гранитный пегматит; 2 – плагиоамфиболит; 3 – гранатит; 4 – гранат биотитовые гнейсы; 5 – биотитовые гнейсы; 6 – элементы залегания гнейсовидности; 7 – точки отбора образцов; 8 – точка отбора геохронологической пробы

Первый этап процессов регионального метаморфизма в породах гранулитогнейсового комплекса района Малая Титовка фиксируется образованием ранних минеральных парагенезисов:  $\text{Gr}_{78} + \text{Bt}_{53-55}$  (коричневый)  $\pm \text{Sil} + \text{Pl}_{24} \pm \text{Kfs} + \text{Qtz}$  в гнейсах кольской серии и основных гранулитах –  $\text{Spr}_{38-40} + \text{Or}_{52} + \text{Bt}_{24}$  (красно-коричневый)  $+ \text{Pl}_{78-79} + \text{Qtz}$ , оценки Р-Т условий по [3; 7] определены в  $T = 754^\circ\text{C}$ ,  $P = 7.5$  кбар и  $T = 728-840^\circ\text{C}$ ,  $P = 5-8$  кбар [1; 6; 10; 13; 14], соответственно. Время проявления гранулитового метаморфизма датировано U-Pb методом по цирконам для гнейсов кольской серии в  $2769 \pm 4$  млн лет (рис. 3а) и  $2774 \pm 14$  млн лет – для основных гранулитов (рис. 3б), что свидетельствует об одновременном проявлении метаморфического воздействия на породные ассоциации данного района.



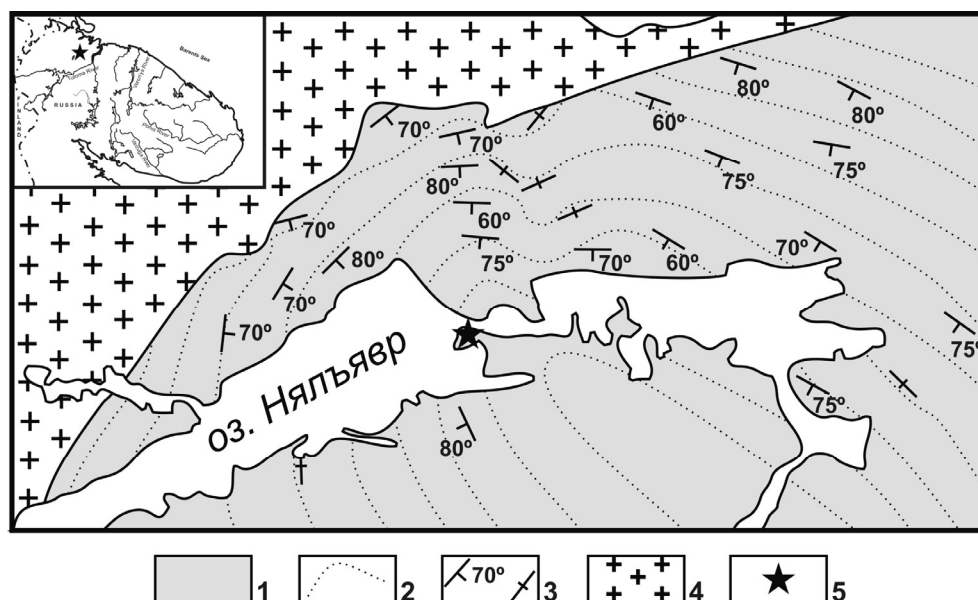


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка «Озеро Няльявр» (по Л.Ф. Добржинецкой, 1978, с упрощениями)

Условные обозначения: гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы кольской серии с подчиненными полосами биотитовых и биотит-силлиманитовых гнейсов; 2–3 структурные элементы: 2 – структурные линии, 3 – положение мигматитовой полосчатости и сланцеватости; 4 – раннепротерозойские порфириновые граниты; 5 – точка отбора геохронологической пробы Т–35/12 и Т–70/10.

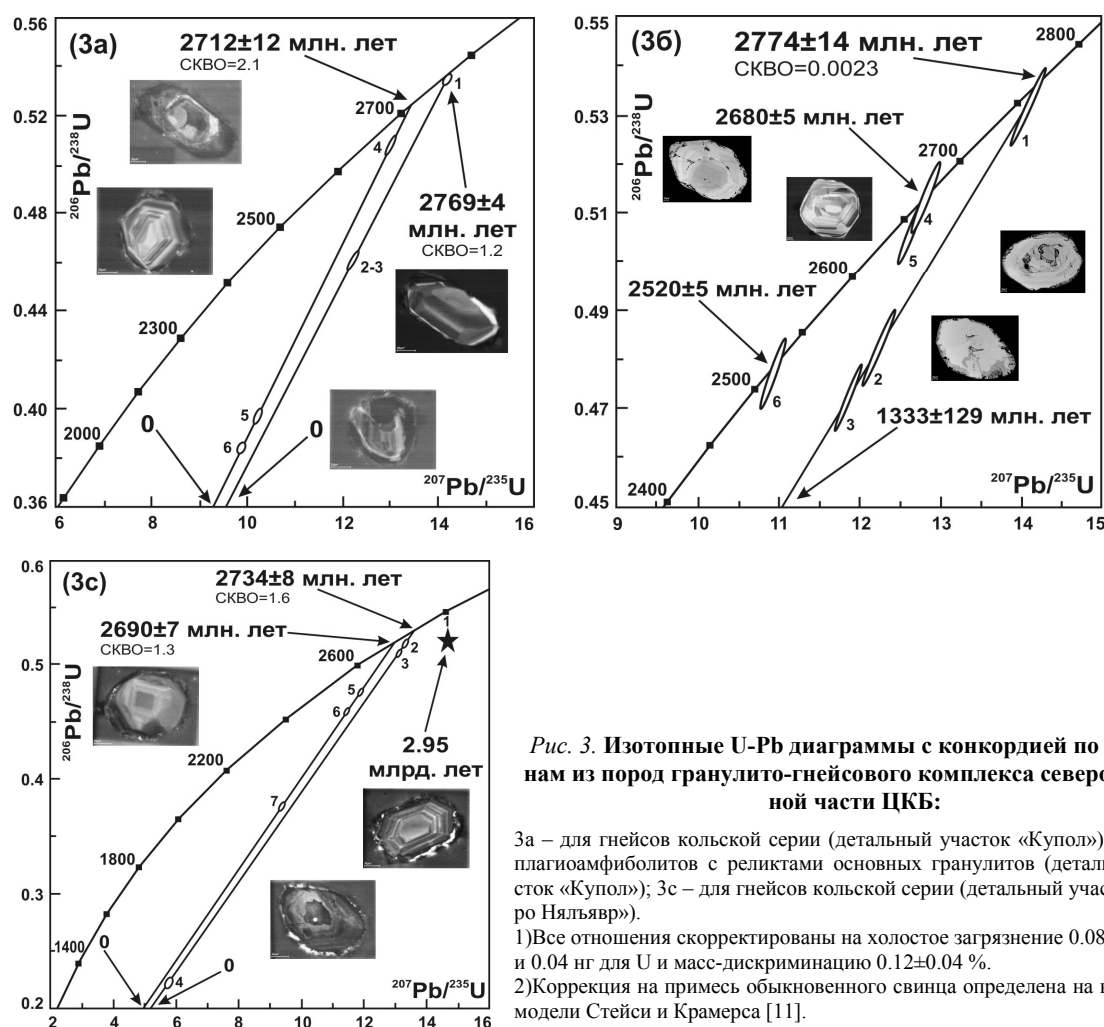


Рис. 3. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией по цирконам из пород гранулит-гнейсового комплекса северо-западной части ЦКБ:

3а – для гнейсов кольской серии (детальный участок «Купол»); 3б – для плагиоамфиболитов с реликтами основных гранулитов (детальный участок «Купол»); 3с – для гнейсов кольской серии (детальный участок «Озеро Няльявр»).

1) Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию  $0.12 \pm 0.04 \%$ .

2) Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса [11].

В гнейсах кольской серии, района озера Няльярв, гранулитовый парагенезис представлен:  $\text{Grt}_{70} + \text{Bt}_{43-45}$  (коричневый) +  $\text{Pl}_{26} \pm \text{Kfs} + \text{Qtz}$ ., термодинамические условия его образования оцениваются по [3; 7] в  $T = 734\text{--}750\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P = 6.5\text{--}7.5$  кбар. Возраст проявления гранулитового метаморфизма определён U-Pb методом по цирконам в  $2734 \pm 8$  млн лет (рис. 3с).

Второй этап регионального метаморфизма в породах гранулитогнейсового комплекса характеризуется регрессивными преобразованиями в условиях амфиболитовой фации. Парагенезисы  $\pm \text{Ku} \pm \text{Sil}_{(\text{фибrolит})} + \text{Grt}_{82-88} + \text{Bt}_{52-54}$  (светло-зеленый) +  $\text{Pl}_{25} + \text{Qtz} \pm \text{Kfs}$  в гнейсах кольской серии района реки Малая Титовка и  $\text{Ku} + \text{Sil}_{(\text{фибrolит})} + \text{Cr}_{27-31} + \text{Grt}_{74-79} + \text{Bt}_{31-40}$  (зеленый) +  $\text{Pl}_{25} + \text{Qtz}$  в гнейсах района озера Няльярв свидетельствуют о проявлении ретроградного метаморфизма в гнейсах кольской серии, термодинамические параметры их формирования оцениваются по [3; 7] в  $T = 620\text{--}660\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 4.5\text{--}5.0$  кбар и  $T = 620\text{--}640\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 4.5\text{--}5.5$  кбар, соответственно. Регрессивная направленность метаморфизма в основных гранулитах фиксируется образованием по ним плагиоамфиболитов с минеральным парагенезисом:  $\text{Hbl}_{42-53} + \text{Pl}_{30-45} \pm \text{Bt}_{(\text{светло-зеленый})} \pm \text{Grt}_{75-80}$ , P-T параметры формирования, которого оцениваются в  $T = 575\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ , по геотермометрам [5; 8; 9; 12] при диапазоне давлений от 4.0 до 6.0 кбар, что является близким к диапазону температур и давлений, определенных для гнейсов кольской серии, сформированных во время проявления регионального метаморфизма амфиболитовой фации в пределах северо-западной части ЦКБ [4]. U-Pb методом по цирконам продатировано время проявления наложенной стадии метаморфизма в породах гранулитогнейсового комплекса: для гнейсов кольской серии районов реки Малая Титовка и озера Няльярв составляет  $2712 \pm 12$  млн лет (рис. 3а) и  $2690 \pm 7$  млн лет (рис. 3с), соответственно, а возраст формирования плагиоамфиболитов определен в  $2680 \pm 5$  млн лет (рис. 3б).

Возраст  $2520 \pm 5$  млн лет (рис. 3б), вероятно, соответствует проявлению низкотемпературной стадии амфиболитовой фации метаморфизма и метасоматических процессов, связанных с формированием золоторудной минерализации в плагиоамфиболитах района реки Малая Титовка. Содержания золота и серебра в плагиоамфиболитах составляет 0.52–1.03 г/т и 0.80–1.50 г/т, а в основных гранулитах – 0.10–0.12 г/т и 0.18–0.20 г/т, соответственно.

В плагиоамфиболитах и реликтовых основных гранулитах, с помощью электронного сканирующего микроскопа «Leo 1450», были обнаружены выделения рудных минералов: пирротина, галенита, халькопирита в ассоциации с пластинками золота, а также разнообразные минеральные фазы с теллуrom (калаверит, алтаит, мелонит, гессит, волинскит, теллуrowисмутит, раклиджит, петцит, колорадоит, эмприссит и др.). По составу твёрдофазные соединения золота отвечают электруму (масс.%): Au – 69.54–73.88%; Ag – 21.98–26.09%; Cu – 0–2.33%; Fe – 2.40–3.90%. Золотая минерализация отнесена к теллуриднему типу.

Оценка возраста в 2.95 млрд лет (рис. 3с), вероятно, отражает время вулканической деятельности в северо-западной части ЦКБ [4].

Таким образом, общая метаморфическая история гранулитогнейсового комплекса северо-западной части ЦКБ в течение архейского тектонического цикла имеет ретроградную направленность, выраженную в постепенном снижении термодинамических условий во времени и пространстве. Новые данные, полученные при исследовании рудных плагиоамфиболитов с реликтами основных гранулитов района реки Малая Титовка подтверждают данные о длительности и многофазности эндогенных событий, проявленных в ЦКБ и связи золоторудной минерализации с посткульминационными стадиями метаморфизма.

## Литература

1. Аранович Л.Я., Лаврентьева Л.В., Косякова Н.А. Биотит-гранатовый и биотит-ортопироксеновый геотермометры: калибровка с учётом переменнойности содержания Al в биотите // Геохимия. 1988. № 5. С. 668–676.
2. Добрыжинская Л.Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии // М.: Наука, 1978. 148 с.
3. Перчук Л.Л. Коррекция биотит-гранатового термометра для случая изоморфизма  $\text{Mn} \leftrightarrow \text{Mg} + \text{Fe}$  в гранате // ДАН СССР. Т. 256. № 2. 1981. С. 441–442.
4. Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Петров В.П., Петровский М.Н., Базай А.В. Термодинамические условия образования и U-Pb возраст гнейсов кольской серии северо-западной части Центрально-Кольского блока (Кольский полуостров.) // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах. Тез. докл. Апатиты: Изд-во К & М. 2013. С. 123–127.
5. Blundy J., Holland T. Calcic amphibole equilibria and new amphibole-plagioclase geothermometer. // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 208–224.
6. Fonarev V.I., Gratchikov A.A. Two-pyroxene thermometry: a critical evaluation. In: Progress in metamorphic and magmatic petrology// A memorial volume in honor of D.S.Korzhinskiy. Cambridge: Cambridge University Press, 1991. P. 65–92.
7. Ghent, T. D. Plagioclase-garnet- $\text{Al}_2\text{O}_3$ -quartz: a potential geobarometer-geothermometer // J. Amer. Mineral. 1976. V. 61. № 7–8. P. 710–714.
8. Holland T. and Blundy J. Non-ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 443–447.
9. Jaques A.L., Blake D.H., Donchak P.J.T. Regional metamorphism in the Selwyn Range area, north-west Queensland. // Australian Geol. and Geophysics 1982. V. 7. P. 181–196.
10. Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Mukherjee M. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // J. Metamorphic Geol. 1990. V. 8. № 2. P. 191–197.

11. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model / J.S. Stacey // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
12. Spear F.S. Amphibole-plagioclase equilibria: a empirical model for the relation albite+tremolite=edenite+quartz // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 77. № 4. P. 355–364.
13. Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 62. P. 129–139.
14. Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contr. Mineral. and Petrol. 1973. V. 42. P. 109–124.

## КОНТОЗЕРСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ: ЩЕЛОЧНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ СЕРИИ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЕ С ЭФФУЗИВНЫМ МАГМАТИЗМОМ

Петровский М.Н., Петровская Л.С., Базай А.В.

ГИ КНЦ РАН, г. Анамумы, petrovskiy@geoksc.apaptity.ru

В результате проведенных исследований установлено, что интрузивный комплекс Контозерской вулcano-плутонической ассоциации (рис.1) является полифазным. В пределах палеокальдеры можно выделить три самостоятельные интрузивные фазы. Первые две фазы сложены дифференцированными магматическими сериями (турьяитовая и нефелинсиенитовая соответственно), а третья фаза не дифференцирована и сложена достаточно однородными высокощелочными нефелиновыми сиенитами. Разница во времени между ранней и завершающей сериями составляет около 10 млн лет. Возраста полученные по биотиту  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  – методом равны: для нефелиновых клинопироксенитов 1-й фазы –  $381.4 \pm 3.9$  млн лет; для нефелиновых сиенитов 2-й фазы –  $381.3 \pm 3.9$  млн; для нефелиновых сиенитов 3-й фазы –  $371 \pm 4$  млн лет [6, 8]. В обрамлении палеокальдеры (рис. 1) залегают интрузивные тела щелочно-ультраосновных пород отличных от вышеприведённых, они сложены перидотитами, оливин-нефелиновыми клинопироксенитами и щелочными габброидами в данной работе мы их не рассматриваем.

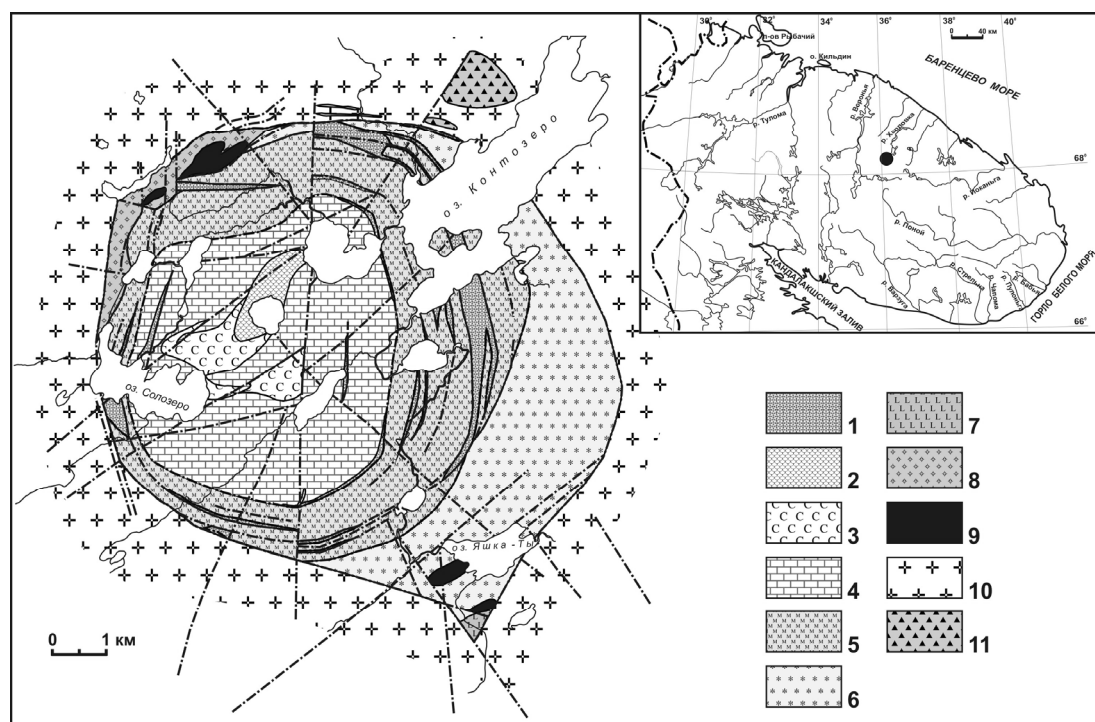


Рис. 1. Схема геологического строения Контозерской палеокальдеры [8]

1 – цеолит-анкерит-доломитовые метасоматиты, развитые по зонам разломов; 2 – трубки взрыва оливин-флогопитовых пикритов; 3–6 – контозерская свита: 3 – карбонатитовые агломеративные туфы и туфобрекчии жерловой фации, 4 – верхняя карбонатитовая толща; 5 – средняя мелилититовая толща; 6 – нижняя авгититовая толща; 7 – терригенно-вулканогенная толща лозовозерской свиты; 8 – нерасчленённые нефелиновые сиениты, пуласкиты и малиниты; 9 – нерасчленённые клинопироксениты, мельтейгиты, ийолиты и турьяиты; 10 – нерасчленённые перидотиты, оливин-нефелиновые клинопироксениты, щелочные габброиды; 11 – гнейсы и гранито-гнейсы верхнеархейского возраста.

Породы турьяитовой серии представлены нефелинсодержащими и нефелиновыми клинопироксенитами часто обогащенными рудными минералами (магнетит-титанитовые и магнетит-титанит-перовскитовые клинопироксениты с прослоями апатит-магнетитовых пород), в одном из обнажений наблюдалась клинопироксенитовая эруптивная брекчия с обломками оливинитов, мельтейгитами с прослоями ийолитов и турьяитов. Породы серии характеризуются низким коэффициентом агаитности равным 0.65–0.98 и, соответственно, отсутствием в минеральном составе агаитовых темноцветных минералов, клинопироксен в них представлен диопсидом. Железистость пород меняется от 16 атм.% в нефелинсодержащих клинопироксенитах до 42 атм.% в турьяитах. Для пород серии характерна высокая недосыщенность кремнезёмом (все они в норме содержат мелилит). Как минерал, мелилит в значимых количествах присутствует только в ийолитах (5–10 об. %) и турьяитах (до 25 об. %), в мельтейгитах он редок и иногда встречается в виде единичных зёрен, а в клинопироксенитах не обнаружен. Эти особенности указывают на то, что исходный расплав серии изначально принадлежал системе *di-ak-fo-ne-aq* и имел миаскитовый состав. Среди эффузивов Контозера нами были установлены только две разновидности пород с мелилитом, это оливиновые меланефелиниты и мелилит-фоидные щелочные пикриты. На диаграмме TAS (рис. 2) видно, что щелочные пикриты лежат в стороне от тренда дифференциации и характеризуются большей недосыщенностью кремнезёмом, чем породы серии, а меланефелиниты попадают на тренд дифференциации и занимают промежуточное положение между клинопироксенитами и мельтейгитами.

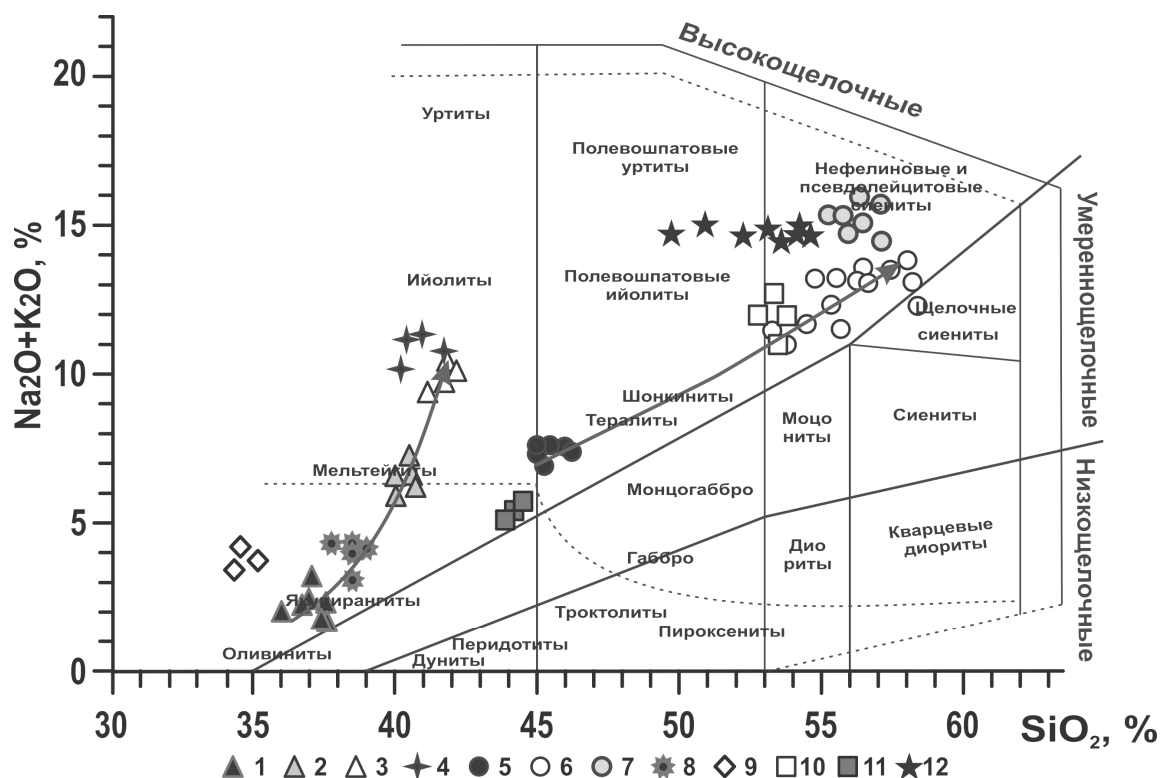


Рис. 2. Диаграмма TAS для пород Контозерской вулканоплутонической ассоциации.

1–7 – интрузивный комплекс: 1 – клинопироксениты, 2 – мельтейгиты, 3 – ийолиты, 4 – турьяиты, 5 – малиниты, 6 – нефелиновые сиениты и пуласкиты, 7 – высокощелочные нефелиновые сиениты; 8–12 – эффузивный комплекс: 8 – оливиновые меланефелиниты, 9 – мелилит-фоидные пикриты, 10 – тефритовые фонолиты, 11 – тефриты, 12 – эвдиалитовые фонолиты. Стрелками показаны направления дифференциации магматических серий.

Для щелочных пикритов коэффициент агаитности  $> 1$  (1.05–1.11), а для меланефелинитов, как и для пород серии, он  $< 1$  (0.80–0.91). Кристаллизации расплавов пород серии, меланефелинитов и щелочных пикритов описывается системой *di-ak-fo-ne-aq*. В литературе для этой системы опубликованы: схема кристаллизации,  $P(H_2O)$ -Т проекция и ряд изобарических сечений [2, 5]. Исходя из того что температура кристаллизации пород серии (ийолиты и турьяиты) по Ol-Crx-геотермометру [7] равна 1100–1300 °С, а в минеральном составе пород отсутствует магматический амфибол, для анализа эволюции трендов кристаллизации было выбрано сечение системы *di-ak-fo-ne-aq*, при низком давлении воды  $P(H_2O) < 0.75$  кбар и Т около 1200 °С. Проведенный анализ кристаллизации расплавов щелочных пикритов и меланефелинитов показал следующие тренды:

1) щелочных пикритов I (L+Ol+V) → II (L+Ol+Aeg-Di+V) → III (L+Ol+Aeg-Di+Mel+V) → IV (L+Fo+Aeg-Di+Mel+Ne+V);

2) меланефелинитов I (L+Di+V) → II (L+Di+Ne+V) → III (L+Di+Ne+Ol+V) → IV (L+Di+Ne+Ol+Mel+V).

Что отвечает соответствующим породным сериям:

1) оливиниты – верлиты – Ol-клинопироксениты – Ol-ункомпагриты – Ol-Mel-ийолиты;

2) клинопироксениты – Ne-клинопироксениты – мельтейгиты – Ol-Mel-ийолиты – Ol-турьяиты.

Мы видим, что тренд кристаллизационной дифференциации меланефелинитового расплава наиболее хорошо отвечает турьяитовой серии.

Породы нефелинсиенитовой серии образуют грубо расслоенную толщу трахитоидных малиньитов – нефелиновых сиенитов. На петрохимической TAS-диаграмме точки составов пород этой серии располагаются в области высокощелочных пород и образуют дифференцированный ряд с разрывом по содержанию  $\text{SiO}_2$  (рис. 2), что, скорее всего, объясняется кумульной природой малиньитовых слоёв. Все породы этой серии относятся к агпаитовому ряду, коэффициент агпаитности равен 1.02–1.13 и характеризуются значительно меньшей недосыщенностью кремнезёмом (нефелин-нормативная группа), чем породы турьяитовой серии. Железистость пород меняется от 54 атм.% в малиньитах до 70 атм.% в нефелиновых сиенитах.

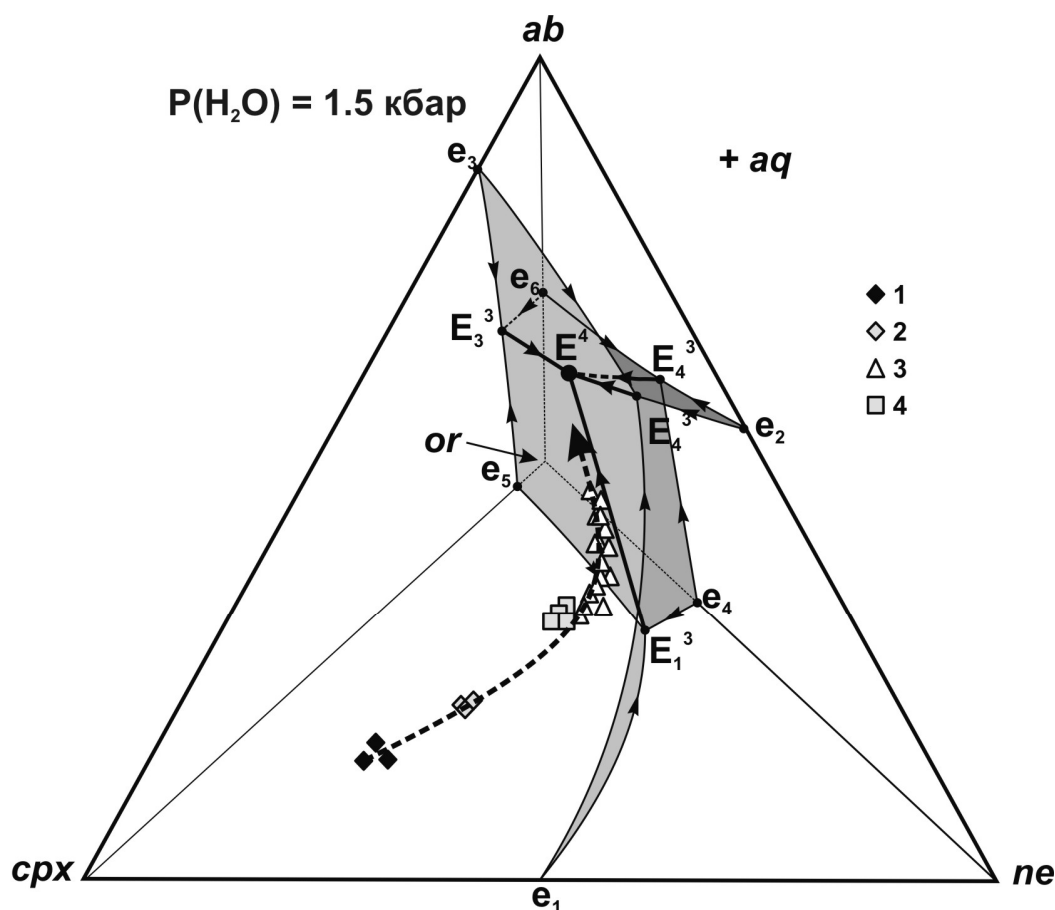


Рис. 3. Изобарическое сечение диаграммы состояния системы *ab-cpx-ne-or-aq* [3].

1 – меланократовые малиньиты, 2 – малиньиты, 3 – нефелиновые сиениты и пуласкиты; 4 – тефритовые фонолиты. Красной штриховой линией показан тренд эволюции состава 2-й фазы.

Температура и давление кристаллизации пород определены по двуполевошпатовому геотермобарометру [1] и нефелин-полевошпатовому геотермометру [4], и равны  $P(\text{H}_2\text{O}) = 1\text{--}1.5$  кбар,  $T = 800\text{--}950^\circ\text{C}$ . Анализ тренда кристаллизации пород серии на изобарическом сечении диаграммы состояния системы *ab-cpx-ne-or-aq* (рис. 3) указывает на кумульный характер малиньитов, а нефелиновые сиениты и пуласкиты отвечают этапу кристаллизации расплава на котектике *Cpx-Ne-Kfsr*. Исходным расплавом для нефелинсиенитовой серии, скорее всего, являлась магма тефритовых фонолитов, на что указывает расположение точек тефритовых фонолитов на трендах кристаллизации этой магматической серии (рис. 2 и 3).

## Литература

1. Дубровский М.И. Двуполевошпатовый термобарометр для магматических пород // ДАН СССР. 1977. Т. 203. № 5. С. 1175–1178.
2. Дубровский М.И. Фазовая диаграмма системы  $q-nefo-mo-aq$  – часть расширенного «базальтового» тетраэдра при  $P_{H_2O} = 0-6$  кбар. Записки РМО. Ч. СХХХVI, № 3. 2007. С. 36–60.
3. Дубровский М.И. Фазовая диаграмма системы  $SiO_2-NaAlSiO_4-KAlSiO_4-CaMgSiO_4-CaFeSiO_4-H_2O$  при  $P_{H_2O} = 0-7$  кбар. Записки РМО. 2009. № 2. С. 14–32.
4. Зырянов В.Н. Фазовое соответствие в системах щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов. М.: Наука, 1981. 219 с.
5. Йодер Х., мл. Мелилитсодержащие породы и родственные им лампрофиры / Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 381–399.
6. Arzamastsev A.A., Petrovsky M.N. Alkaline Volcanism in the Kola Peninsula, Russia: Paleozoic Khibiny, Lovozero and Kontozero calderas // Вестник МГТУ. 2012. Т. 15. № 2. С. 277–299.
7. Mori T., Green D.N. Laboratory duplication of phase equilibrium observed in natural garnet lherzolites // J. Geology. 1978. V. 86. P. 83–97.
8. Petrovsky M.N., Savchenko E.E., Kalachev V.Yu. Problem of formation of eudialyte-bearing phonolites of Kontozero carbonotite paleo-volcano (Kola Peninsula) // Geology of Ore Deposits. 2012. N 7. P. 540–556.

## КИМБЕРЛИТЫ И МЕТАКИМБЕРЛИТЫ КИМОЗЕРА (КАРЕЛИЯ)

Путинцева Е.В.

Санкт-Петербургский государственный ун-т, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург,  
e.putintseva@spbu.ru

Одно из древнейших в мире Кимозёрское проявление алмазонасных кимберлитов палеопротерозойского возраста расположено в Онежской структуре Карельского кратона. Представлено уплощённой удлинённой (~ 2 км) залежью и рядом крутопадающих трубообразных тел, сложенных массивными кимберлитами, кимберлитовыми брекчиями и туфоподобными породами как минимум двух фаз внедрения [1–3].

**Кимберлиты.** Кимберлитовые породы I фазы слагают внешние «горизонты» Кимозёрского тела. Они обогащены лейстовидным магматическим кальцитом. Морфология псевдоморфоз актинолит-тремолита, окружающих зёрна серпентинизированного оливина, позволяет предположить наличие кайм монтichelлита. Кимберлитовые породы II фазы, слагающие внутренние «горизонты» тела, более магнитные, чаще массивные, с множеством вкрапленников оливина и флогопита с оторочкой тетраферрифлогопита. Флогопит обогащён Ti и Cr, судя по обилию титанита, хромсодержащих клинохлора и ортита среди продуктов его замещения. В цементирующей массе обильны оливин, флогопит, карбонаты, менее – ильменита, титаномagnetита, хромита, перовскита (судя по морфологии продуктов замещения), апатита, бадделеит и циркон редки. **Хромшпинелиды** кимберлитовых пород I фазы наиболее разнообразны по составу, для них характерен сложный тренд эволюции состава. Ранние бедные Ti и  $Fe^{3+}$  алюмомагнезиохромит и магнезиохромит (1-я генерация) слагают довольно крупные кристаллы и их обломки, нередко брекчированы, обросли поздними высокожелезистыми хромитом и феррихромитом (2-я генерация) с заметными концентрациями Mn, Zn и Ti (рис. 1, 2a). Алюмомагнезиохромит и магнезиохромит в проходящем свете – густого красного цвета, в отражённом – серые. В 1-й генерации выделяется два зарождения: (1) алюмомагнезиохромит, относительно широко распространённый, с  $<1\%$  Ti,  $<0.5\%$  Mn и Zn,  $f = 28-39\%$ ; (2) магнезиохромит, наиболее широко распространённый, весьма беден Ti, как правило, содержит  $<2\%$   $Fe^{3+}$ ,  $f = 3-14$ , изредка до 47%. Главное изоморфное замещение в хромшпинелидах 1-й генерации Cr – Al. Наиболее вероятно, что эволюционный тренд от алюмомагнезиохромита к магнезиохромиту с истощением Al и накоплением Cr отвечает существенному снижению давления при изотермических условиях, т.е. кристаллизации во всплывающем расплаве. Во 2-ой генерации выделяется два зарождения: (3) – Zn-, Zn-Ti- и Mn-Zn-Ti хромит, который вырос на обломки зёрен 1 гене-

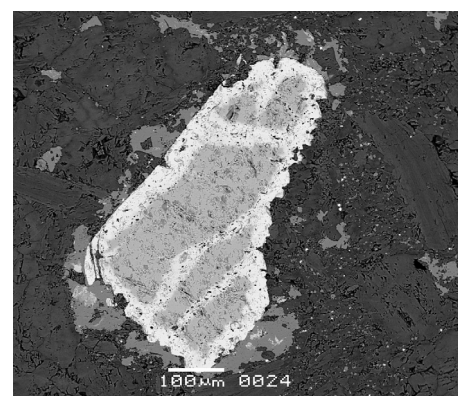


Рис. 1. Порфирированные кимберлиты I фазы. Брежированный алюмомагнезиохромит 1 генерации (серое) сцементирован Mn-Zn-Ti хромитом 2 генерации (белое). Вокруг – кайма ильменита, по которому развивается титанит. В отражённых электронах

рации, и (4) – Mn-Zn-Ti хромит до феррихромита кайм и внешних зон зональных кристаллов и обособленных мелких кристаллов. Хромшпинелиды (3) и (4) зарождений весьма бедны Al. **Хромшпинелиды** кимберлитовых пород II фазы – более низкотемпературные и более низкобарные, чем хромшпинелиды I фазы, это – продукты более продвинутой дифференциации (рис. 2б). В проходящем свете они непрозрачные чёрные, в отражённом – от светло-серого цвета до белого. Выделяются четыре зарождения хромшпинелидов: (1) – Al магнезиохромит и Ti-Al хромит (изредка в ядрах зональных кристаллов), содержание Ti от следов до 2%,  $f = 25\text{--}34\%$ . (2) – Mn-Zn-Al-Ti хромит ядер и промежуточных зон кристаллов, содержит 2–4% Ti,  $f = 58\text{--}89\%$ . (3) – Mn-Zn-Ti хромит обильных небольших кристаллов и внешних зон более крупных кристаллов с  $f \sim 100\%$  с содержанием Ti до 6%. (4) – Mn-Zn-Ti феррихромит и хроммагнетит с  $f \sim 100\%$  внешних зон кристаллов и обособленных кристалликов в ильмените. Для совокупности хромшпинелидов кимберлитов II фазы главные изоморфные замещения  $\text{Cr} - \text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Mg} - \text{Fe}^{2+}$ , характерно низкое содержание Al. Эволюция состава хромшпинелидов 2-й генерации в кимберлитовых породах I фазы и всех типов хромшпинелидов в кимберлитах II фазы отвечает стандартному в ультраосновных – основных магматитах тренду от хромита к феррихромиту и хроммагнетиту с накоплением Fe и Ti. Особенность поздних хромшпинелидов кимберлитов Кимозера – существенное накопление в них Zn и Mn. Хромшпинелиды окружены каймами титаномагнетита или ильменита.

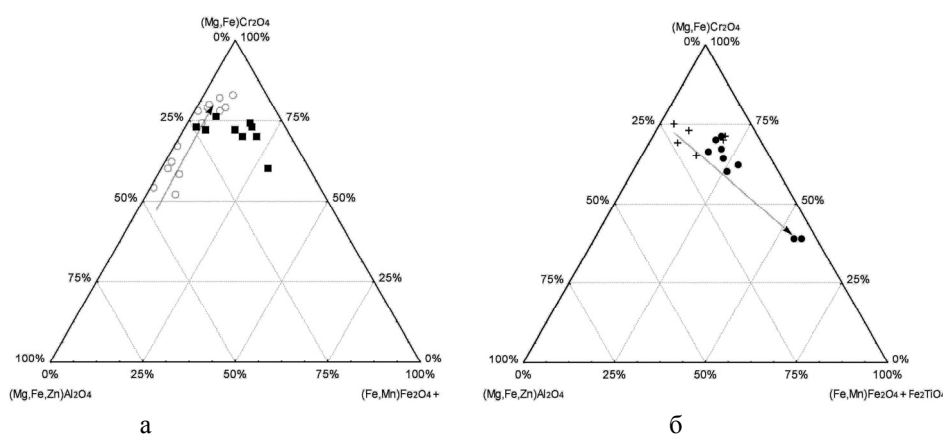


Рис. 2. Состав хромшпинелидов кимберлитов

(а – I фазы: 1 генерация-кружки, 2 генерация – квадраты; б-II фазы, 1-я генерация – крестики, 2-я генерация – кружки

**Ильменит** широко развит в кимберлитах Кимозера. В породах I фазы наиболее разнообразен – от обогащённого Mg до обогащённого Mn, вплоть до пирофанита (рис. 3а), содержит в среднем  $\sim 0.5\%$  Nb. Максимальное количество –  $2.88\%$   $\text{Nb}_2\text{O}_5$  содержит ильменит с  $18.6\%$  MnO. Ильменит пород II фазы менее разнообразен – от обычного до обогащённого Mn (рис. 3б), содержит в среднем  $\sim 0.2\%$  Nb. **Апатит** магматический слагает редкие призматические кристаллы. Содержит  $\sim 1.5$  масс. % Sr и  $0.5\%$  S. **Циркон** магматический слагает редкие коротко призматические кристаллы, включённые в хромшпинелиды и ильменит. Содержит около 2 масс. % Hf и Th, до 3% LREE и  $1.5\%$  Y. **Бадделейт** магматический слагает редкие коротко призматические кристаллы размером до 20 микрон (рис. 4). Содержит  $\sim 2.5$  масс. % Nb, 2 % Hf,  $1\text{--}1.5\%$  Ti.

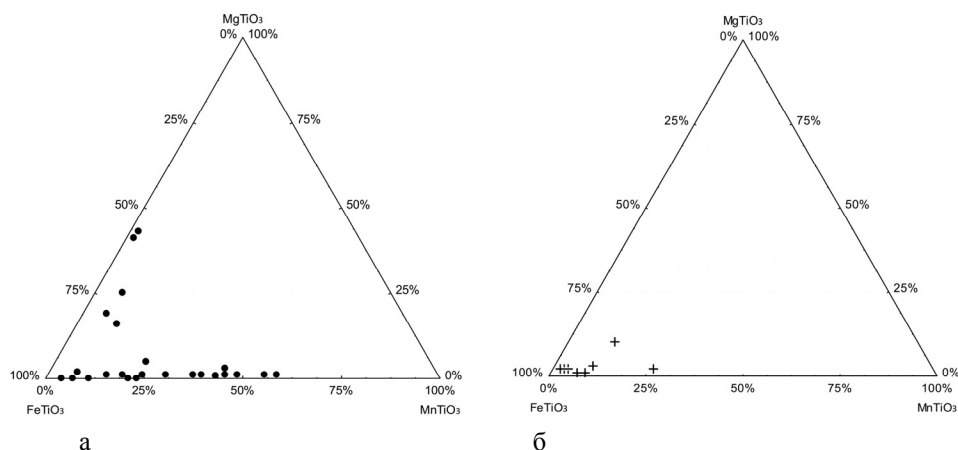
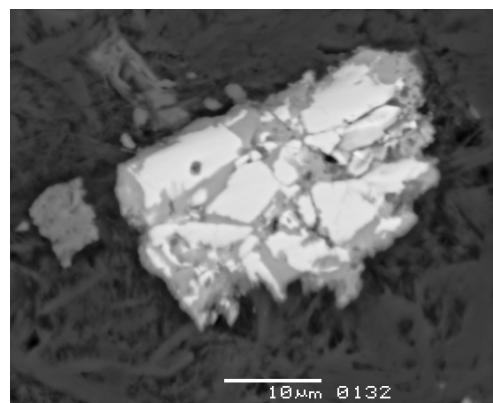


Рис. 3. Состав минералов группы ильменита в кимберлитовых породах I (а) и II (б) фаз

**Метакимберлиты.** Как и вмещающие горные породы палеопротерозоя, кимберлиты тектонизированы и претерпели региональный зеленокаменный метаморфизм в условиях цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фации. Вкрапленники флогопита нередко смяты и скручены, замещены хлоритом. В флогопите часто развиты полосы излома (кинк-бэнды). Метакимберлиты сложены серпентинами, актинолит-тремолитом ( $f = 8-21$ ), карбонатами, хлоритами, титанитом, количество которых варьирует в широких пределах. Оливин полностью замещён серпентиновыми минералами, преимущественно антигоритом с реликтами петельчатого лизардита, изредка – железистым тальком ( $f = 5.6-11.2$ ). Антигорит часто сопровождает магнетит с 0.5% Ni. Флогопит в значительной степени замещён клинохлором, хромшпинелиды частично – Cr-содержащим клинохлором и Cr-магнетитом без Ti, Zn, Mn. Кальцит в сростаниях с актинолит-тремолитом имеет состав  $\text{Ca}_{0.97-0.99}\text{Mg}_{0-0.02}\text{Fe}_{0.01}\text{Mn}_{0-0.01}$ . Ильменит и (перовскит) в значительной степени замещены титанитом, менее – ферропсевдобрукитом или рутилом и гематитом.

В метакимберлитах Кимозера относительно широко развиты метаморфогенно-гидротермальные минералы лантанидов – ортит-(Ce), бастнезит-(Ce), бастнезит-(La), паризит-(Ce), монацит-(Ce). Границы между кристаллами этих минералов и титанитом, антигоритом, тремолитом – индукционные поверхности совместного роста. Естественно предположить, что они возникли за счёт лантанидов, которыми были богаты первичные кальцит и перовскит кимберлитов [4], и наследовали их Ce, Ce-La и Ce-La-Nd специфику. Из минералов лантанидов наиболее распространён ортит – (Ce), который слагает полосы кристаллов в хлорите по флогопиту и гнезда – сростания с титанитом в агрегатах амфибола. Специфика кимозёрского ортита – разнообразие состава лантанидов: одни кристаллы селективно Ce, в составе других обилён La, в составе третьих  $\text{Nd} > \text{La}$ . Иногда кристаллы ортита обогащены Cr до 9% или – Ti и V до 2% или содержат мелкие включения пентландита. В отдельных участках богатых тремолитом метакимберлитов вместе с ортитом, обростая его, чаще вместо ортита развиты фторкарбонаты – бастнезит  $\text{REE}(\text{CO}_3)(\text{F},\text{OH})$  и паризит  $\text{CaREE}_2(\text{CO}_3)_3(\text{F},\text{OH})_2$ . Как правило, наблюдаются тонкие прорастания бастнезита (преобладающая фаза) и паризита, реже – их мономинеральные выделения. Наиболее распространены бастнезит – (Ce) и паризит – (Ce). В метакимберлитах антигоритового состава развит монацит – (Ce) в сростаниях с антигоритом, титанитом, магнетитом. Монацит обогащён La и беден Nd. О низкой температуре образования монацита свидетельствует крайне низкое содержание в нём Y, P и Th. В метакимберлитах как кальцит-тремолитового, так и антигоритового состава развиты выделения неправильной формы (до диффузных) метаморфогенно-гидротермальных циркона, бадделеита и их сростания в рубашке титанита. Границы между кристаллами этих минералов и титанитом, антигоритом, тремолитом – индукционные поверхности совместного роста. Метаморфогенно-гидротермальные циркон и бадделеит лишены Nb, Th, Y, содержат немного – 0.5–0.7 и 1.4–2% Hf соответственно.



**Рис. 4. Метакимберлиты Кимозера.**  
Реликтовый кристалл магматического бадделеита (белый) брекчирован и сцементирован метаморфогенно-гидротермальным цирконом (светло-серый).  
Матрица – антигорит и титанит.  
В отраженных электронах

## Литература

1. Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. № 3. С. 94–98.
2. Устинов В.Н., Загайный А.К., Смит К.Б., Ушков В.В и др. Раннепротерозойские алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования. // Геология и геофизика, 2009, № 9, т. 50, с. 963–977.
3. Путинцева Е.В., Житникова И.А., Полякова Е.И., Зеленецкий Д.С., Жданова Л.А. Оценка перспектив алмазоносности Карелии. Тез. докл.: Минералогия докембрия. Петрозаводск. 2009. С. 203–205.
4. Dawson J.B. Kimberlites and their xenolites. New York: Springer Verlag. 1980. 252 p.



**СТРУКТУРНАЯ ОДНОРОДНОСТЬ КВАРЦА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД****Рожкова Н.Н., Садовничий Р.В., Михайлина А.А., Инина И.С.***Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, rozhkova@krc.karelia.ru*

Природный наноглерод, представленный в концентрированном виде в шунгитовых породах Карелии, рассматривается как перспективный элемент в биологии и фармакологии [1, 2]. В связи с этим к природному шунгитовому сырью предъявляются требования по стабильности состава, структуры и свойств. Наибольшее распространение на разрабатываемом в настоящее время Зажогинском месторождении имеют шунгитовые породы (ШП), содержание углерода в которых составляет 25–45 вес.%. Одним из основных петрогенных компонентов минеральной составляющей ШП различных типов является кремнезём, входящий в состав кварца и сложных силикатов [3]. Данные о составе и структурных особенностях кварца в отличие от детально изучаемого шунгитового наноглерода, крайне ограничены даже для широко используемых высокоуглеродистых ШП.

Ранее определены общие структурные параметры кварца на порошках ШП с различным содержанием углерода, показавшие их отличающие от кварцитов, а именно, близкий размер кристаллитов (~ 60 нм) и наличие структур с фрактальной поверхностью, характерной для коллоидных систем [4]. При исследовании различных текстурных типов ШП Максовской залежи показано, что кварц в них различается по морфологии выделения [5]. Открытым остается вопрос о взаимодействии на границе кварц-шунгитовый наноглерод, что важно для определения новых подходов к оценке качества шунгитового сырья, а также поиска и разработки новых, высокотехнологичных направлений его использования [6].

Целью настоящей работы стало изучение особенностей состава, структуры и свойств различных морфологических типов кварца ШП Максовской залежи (м. Зажогино).

**Объекты и методы**

В качестве объектов исследования выбраны образцы шунгитовых пород трех текстурных типов: 1) массивной текстуры М–58, 2) из протяжённых кварцевых жил (М–121, М–00), 3) из цементной части брекчированных ШП (М–46, М–66).

В образцах типа (1) кварц представлен микронными частицами в тесном срастании с углеродом, поэтому был исследован как в виде углерод-кварцевого агрегата (исходный), так и после термического удаления (ТО) углерода. Образцы типа (2) представлены крупнозернистым дымчатым кварцем, типа (3) – это зерна кварца отобранные под биноклем.

При изучении структурных параметров кварца ШП в качестве эталонов использовали образцы (Q–1) кварца месторождения Желанное (Приполярный Урал), гидротермального происхождения, и (Q–3) кварца пегматитов метаморфогенного генезиса (Чупа). Ранее эти образцы были описаны в [7].

Исследования проводились методами сканирующей электронной микроскопии (микроскоп «VEGA II LSH») с микроанализатором «INCA Energy 350»; термического анализа (прибор NETZSCH STA 449F1, при скорости нагрева 10 град/мин на воздухе); спектроскопии комбинационного рассеяния (КР) (дисперсионный спектрометр Nicolet Almega XR (Thermo Scientific), при длине волны лазера 532 нм).

Рентгенографирование исследуемых образцов проведено на автоматическом дифрактометре ARL X'TRA. Рентгенограммы исследуемых образцов кварца ШП и эталонных образцов кварца Q–1, Q–3 были получены в области углов  $2\theta$ :  $2^\circ - 156.5^\circ$ , с шагом  $0.01^\circ$ , время набора импульсов – 3 сек. на  $\text{CuK}\alpha_1$  излучении. Рентгенофазовый и рентгеноструктурный анализ был выполнен с помощью пакета прикладных программ WinXRD, ICDD (DDWiew2008). Определены параметры кристаллической решетки (a, b, c) и объем элементарной ячейки (V) кварца шунгитовых пород и эталонов (табл. 1). Область когерентного рассеяния (ОКР) рассчитана по формуле Дебая–Шеррера на максимальном по интенсивности пике дифракционного отражения (101) на  $2\theta \approx 26,6^\circ$  ( $d \approx 3,34 \text{ \AA}$ ). Также были определены степень совершенства кристаллического строения (СКС) и индекс кристалличности (ИК) кварца ШП по методикам, описанным в [8, 9].

**Результаты исследований**

В таблице 1 представлены полученные значения параметров решетки кварца. Все исследуемые образцы содержат хорошо закристаллизованный  $\alpha$ -кварц, о чем свидетельствуют определенные структурные параметры гексагональной решетки. Удаление углерода не сказывается на параметрах элементарной ячейки и размере кристаллита кварца массивной породы (М+58). Средние значения параметров решетки кварца ШП и размеры ОКР в пределах ошибки эксперимента можно сопоставить с параметрами решетки эталонного образца кварца Q+1.

Для кварца гидротермального генезиса преобладающим фактором является температура кристаллизации кварца, которая лежит в области критической температурой воды и водных растворов (374–375 °С). Эти условия не противоречат температурным интервалам, неоднократно определенным для ШП Максиковской залежи [10].

Значения ИК для всех образцов кварца ШП практически совпадают. Изменение наблюдается только для ТО ШП. Тогда как показатель СКС для рассматриваемых образцов различается. Это может быть результатом влияния наложенных процессов и изменения термодинамических параметров кристаллизации кварца (температуры, давлений, концентраций).

Для определения содержания и свойств шунгитового углерода и кварца ШП в исследуемых образцах использовали методы термического анализа и КР.

**Таблица 1.** Параметры структуры кварца исследуемых образцов

№ п/п	Образец	Описание	a=b, Å	c, Å	V, Å	ОКР, Å	ИК	СКС, %	Фазовый состав
1	М-58 Исх. ШП	(1) Кварц массивной ШП	4,9140 (2)	5,4057 (3)	113,05	835,1 (1)	7,37	64	кварц
2	М-58 ТО ШП	(1) ШП	4,9140 (1)	5,4058 (2)	113,05	816,6 (1)	6,26	64	кварц
3	М-121	(2) Жильный кварц ШП	4,9135 (1)	5,4050 (2)	113,03	745,2 (1)	7,88	67	кварц, мусковит
4	М-00	(2) ШП	4,9137 (2)	5,4055 (3)	113,04	639,0 (1)	7,88	89	кварц
5	М-46	(3) Цементной части	4,9138 (1)	5,4051 (2)	113,03	849,9 (1)	8,06	110	кварц
6	М-66	(3) брекчированной ШП	4,9141 (1)	5,4054 (2)	113,04	877,2 (1)	7,50	77	кварц
7	Q-1	Горный хрусталь (м. Желанное)	4,9140 (1)	5,4056 (1)	113,04	838,5 (1)	7,31	76	кварц, альбит, микроклин, мусковит
8	Q-3	Пегматитовый кварц (Чупа)	4,9132 (4)	5,4052 (8)	113,00	570,7 (1)	6,71	77	кварц

Содержание углерода в образце М-58 составляет – 41.0 вес. %, термограмма является типичной для шунгитового углерода: симметричный экзотермический пик с максимумом при 675 °С. Фазовый переход  $\alpha - \beta$  кварца выражен слабо при 564 °С. Переход для эталонных образцов наблюдается при 567 °С.

Все исследуемые образцы при нагревании до 400 °С теряют воду и летучие соединения, количество которых коррелирует с содержанием углерода; наибольшие потери наблюдаются для ШП массивной текстуры и составляют ~ 2.0 вес. % (табл. 2).

**Таблица 2.** Данные термического анализа исследуемых образцов

Образец	Температура фазового перехода $\alpha - \beta$ кварца, °С	Температура горения уг- лерода (max), °С	Выделение воды Т < 400 °С, %	Концентрация углерода, вес. %
М-58	564	675	2.00	41.0
М-121	574	479; 526; 587	0.43	0.35
М-66	570	707; 720	0.36	3.68

В одном образце жильного кварца М-121 определен углерод, концентрация которого не превышает 0.43 вес. %. Несколько максимумов экзотермических эффектов – 479; 526; 587 °С указывает на присутствие как минимум трех углеродных фаз углерода, отличающихся по энергии горения. Поскольку величины максимумов пиков ниже, чем характерные для шунгитового углерода и углерода массивных ШП, это указывает на большую активность углерода в образце (2). Для кварца цементной части брекчированных ШП получены большие значения максимумов экзотермических пиков – до 720 °С, что выше средних значений температур горения шунгитового углерода и свидетельствует о его структурной упорядоченности.

На спектрах КР всех исследованных образцов присутствуют линии, характерные для шунгитового углерода: линии первого порядка G и D<sub>1</sub> на частоте 1582 см<sup>-1</sup> и 1341 см<sup>-1</sup>, соответственно, и линии второго порядка – на частотах 2678, 2920, 3200 см<sup>-1</sup> для образца (1) линия кварца – слабая. Полный спектр кварца получен на образцах кварца (2) и (3). Для кварца (2) по сравнению с образцом (1) увеличивается отношение интенсивностей IG/ID<sub>1</sub> от 1.22 до 1.42, и уменьшается ширина линий G (от 67 до 48 см<sup>-1</sup>) и D<sub>1</sub> (от 75 до 29 см<sup>-1</sup>). Наблюдается незначительный сдвиг положения максимумов G и D пиков от 1582 до 1603 см<sup>-1</sup> и от 1341 до

1347 см<sup>-1</sup>, соответственно. Отличительной особенностью образца кварца (2) разновидности является отсутствие линии второго порядка в спектре КР углерода.

Методами термического анализа и КР показано, что шунгитовый углерод присутствует во всех исследуемых образцах кварца. Свойства углерода и кварца взаимосвязаны.

### Выводы

Основным компонентом минеральной составляющей ШП различных текстурных типов Максовской залежи, является хорошо закристаллизованный  $\alpha$ -кварц, который входит в состав углерод-кварцевого агрегата, жил и цементной составляющей шунгитовых брекчий.

Определены параметры кристаллической ячейки и размеры кристаллитов кварца пород трех типов. Параметры решетки кварца ШП сопоставимы между собой и с параметрами решетки эталонного образца кварца гидротермального генезиса.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о структурной однородности кварца ШП Максовской залежи. По-видимому, наноструктурированный шунгитовый углерод способствует сохранению хорошо раскристаллизованного наноразмерного кварца, который может рассматриваться как новый вид минерального сырья ШП.

### Литература

1. Калинин Ю. К., Калинин А. И., Скоробогатов Г. А. Шунгиты Карелии – для новых стройматериалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб: УНЦХ СПбГУ, ВВМ, 2008. 219 с.
2. Рожкова Н. Н. Наноуглерод шунгитов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 100 с.
3. Шунгиты – новое углеродистое сырьё. Сборник/ Под ред. В. А. Соколова, Ю. К. Калинина, Е. Ф. Дюккиева. Петрозаводск: Карелия, 1984. 184 с.
4. Кривандин А. В., Соловьева А. Б., Шаталова О. В., Рожкова Н. Н. Характеристика минеральной фазы шунгитовых пород методом МУРР/Труды междунар. симпозиума «Углеродсодержащие формации в геологической истории». Петрозаводск, КНЦ РАН, 2000, с. 115–116.
5. Садовничий Р. В., Рожкова Н. Н. Минеральные ассоциации высокоуглеродистых шунгитовых пород Максовской залежи (Онежская структура) // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. Серия Геология докембрия. 2014. №1. С. 148–158.
6. Рожкова Н. Н., Михайлина А. А., Рожков С. С. Наноструктуры шунгитового углерода в природе, дисперсиях и гибридных материалах // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2014. Вып. 17. С. 86–93.
7. Светова Е. Н., Светов С. А., Данилевская Л. А. Редкие и редкоземельные элементы в кварце как индикаторы условий минералообразования // Труды КарНЦ РАН. № 3. Сер. Геология Докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С. 137–144.
8. Юргенсон Г. А., Тумаров Г. Т. О совершенстве кристаллического строения жильного кварца // Известия высших учебных заведений геология и разведка. 1980. № 6. С. 50–59.
9. Murata K. J., Norman H. M. B. An index of crystallinity for quartz // American Journal of Science. 1976. V. 276. P. 1120–1130.
10. Chazhengena S.Y., Kovalevski V.V. Structural characteristics of shungite carbon subjected to contact metamorphism overprinted by greenschist-facies regional metamorphism//Eur. J. Mineral. 2013.V. 25. P. 835–843.

## ШПИНЕЛИДЫ АРХЕЙСКИХ КОМАТИИТОВ КАК ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ МАНТИЙНОГО МАГМООБРАЗОВАНИЯ

Рыбникова З.П., Светов С.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН 95910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11  
E-mail: zoya\_rybnikova@mail.ru

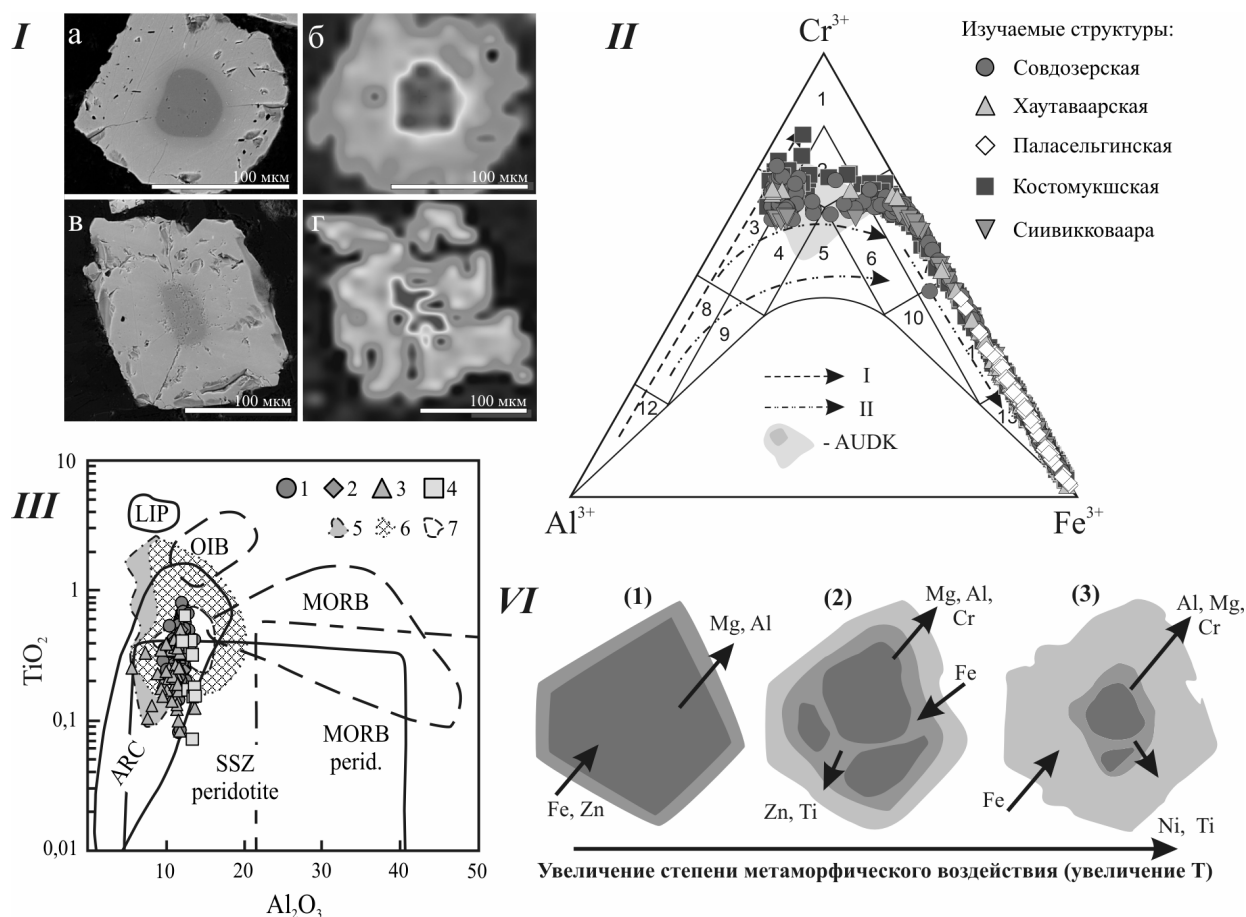
Акцессорные шпинелиды из ультраосновных вулканитов докембрийских комплексов Фенноскандинавского щита ранее изучались в Кольской провинции (пикритах Печенгской структуры, коматиитах зеленокаменного пояса (ЗКП) Колмозеро-Воронье [3; 11]), на Карельском кратоне (коматиитах Костомукшской структуры [19] и Ветреного пояса [11; 5]).

В данном докладе приводятся обобщающие результаты минералого-геохимического изучения акцессорных шпинелидов из архейских коматиитов наиболее значимых зеленокаменных структур восточной части Фенноскандинавского щита: Совдозерской, Хаутаваарской, Паласельгинской, Койкарской (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс (ЗКП)); Костомукшской (Гимолы-Костомукшский ЗКП); структуры Сиивик-

коваара (ЗКП Кухмо, Финляндия). Коматииты изучаемых структур имеют детальное описание в работах [4; 8; 18; 17]. Время формирования коматиитовых серий происходило в несколько временных интервалов: Ведлозерско-Сегозерского ЗКП – 3.02–2.90 млрд лет [8; 1; 20]; в Костомукшской структуре – 2.88–2.80 млрд лет [18] и в зеленокаменном поясе Кухмо – 2.8–2.7 млрд лет [17]. Вулканиды претерпели метаморфические преобразования в условиях от зеленосланцевой до амфиболовой фаций метаморфизма [2; 17]. Вариации петрогенетических соотношений  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ ,  $15 < \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 30$  в коматиитах рассматриваемых структур позволяют отнести ассоциации к единому Al-недеплетированному (AUDK-UC) типу «Мунро» [12], что подтверждается нефракционированным распределением ТРЗЭ (уровень близкий к примитивной мантии) и слабо проявленным обеднением ЛРЗЭ.

Акцессорные шпинелиды изучались в пробах из массивных зон дифференцированных лавовых потоков и верхних областей мезокумюлята (с содержанием: MgO 24 – 30 вес. %, Cr 1900 – 7500 ppm, Ni 600 – 2730 ppm). Исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA II LSH (Tescan) и дисперсионном Раман-спектрометре Nicolet Almega XR; термический анализ монофракций шпинели на синхронном термоанализаторе STA 449 F1 Jupiter; прецизионный анализ содержания редких и редкоземельных элементов на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 с приставкой лазерной абляции UP-266 Masco.

В результате СЭМ изучения установлено существование нескольких генераций шпинелидов (Рис. I, II) в коматиитах, как первично-магматических реликтов (представленных хромит-алюмохромитовыми ядрами в крупных зернах хроммагнетита-магнетита), так и метаморфических магнетитов [7; 9].



**Первично-магматические шпинелиды.** установлены в коматиитах Совдозерской, Хаутаваарской, Костомукшской и Сивикковаара структурах, представлены крупными идиоморфными зернами (80–300 мкм) с трещиноватым корродированным строением (Рис. I а, в). Данная генерация шпинелидов характеризуется зональными зернами, в которых выделяются: ядра ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  45–52 вес.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  10–13 вес.%); каймы ядер ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  33–45 вес.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  <6 вес.%); магнетитовая оторочка зерен ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  на краях зерна достигает 5–10 вес.%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  90–95 вес.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  <1 вес.%). К этой же группе относится другой тип кристаллов, частично сохранивший микрофрагменты ядер ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  35–47 вес.%). Шпинели с повышенными содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  при отсутствии  $\text{Al}_2\text{O}_3$  представляют более высокую степень метаморфического преобразования первичных хромитов.

**Метаморфические шпинелиды.** Представлены идиоморфными зернами (от 20 до 150 мкм, с содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  10–30 вес.%, имеющие однородное строение) и мелкими (1–30 мкм,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 10 вес.% ) пылевидными идиоморфными кристаллами магнетита поздней стадии кристаллизации.

Методом рамановской спектроскопии (в качестве апробации метода для петрологического изучения аксессуарных фаз) была изучена зональность первично магматических зерен шпинелидов Костомукшской и Совдозерской структур. Рамановские спектры каймы зональных зерен хромшпинелидов соответствуют магнетиту, ядра – алюмохромиту. Вариации параметров рамановских спектров в зависимости от состава твердых растворов шпинелидов хорошо согласуются с результатами полученными методом сканирующей электронной микроскопии. Анализ корреляционных рамановских карт (Рис. I б, г), построенных по алюмохромиту, позволил выявить не только наличие дефектов зерен, по которым развиваются вторичные минералы, но и метаморфически измененные участки зерна, как во внутренней части, так и по внешним границам.

Важно отметить, что существенные вариации отмечаются в первично магматических шпинелидах (реликтовых ядрах) по содержанию Cr и Al, при постоянном  $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$  отношении, что может быть связано с низкой фугитивностью кислорода в процессе кристаллизации коматиитового расплава.

Анализ распределения примесных элементов в первично магматических шпинелидах и вторичных магнетитах (методом LA-ICP-MS) показал существенное различия в уровне их концентраций. Содержание P3Э во вторичных магнетитах на порядок выше, чем в первично магматических шпинелидах, при этом концентрации TP3Э в первичных шпинелидах находятся ниже предела чувствительности прибора.

Первично магматические шпинелиды из коматиитов изучаемых структур по  $\#Cr = 100 \cdot Cr/(Al+Cr)$  сопоставимы с аксессуарными хромитами коматиитов (AUDK-типа) архейских зеленокаменных поясов мира [12], а так же близки вулканитам офиолитовых ассоциаций [13], однако при этом первые характеризуются более низким коэффициентом  $\#Mg = 100 \cdot Mg/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$  [12]. По соотношению  $6 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 13$ ,  $2 < \text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} < 11$  и  $\text{TiO}_2 < 0.8$  первично магматические шпинелиды (реликтовые ядра) коматиитов подобны аксессуарным шпинелидам коматиитов AUDK – типа (коматииты зеленокаменных поясов Абитиби и Йилгарн), а так же попадают в область составов шпинелидов из перидотитов супра-субдукционных зон (PSSZ) и островных дуг (ARC) по [16] (Рис. III). Этот вывод согласуется с предположением о формировании коматиит-базальтовой ассоциации в задуговых бассейнах, приуроченных к окраинно-континентальным вулканическим дугам.

Оценка P-T параметров излияния высокомагнезиальных расплавов может проводиться как на основе интерпретации химического состава пород: – для Совдозерской структуры температуры излияния 1580–1600 °C, – для Костомукшской – несколько ниже 1540–1560 °C [10], так и изучении аксессуарных минеральных фаз. В ходе исследования проведен термический анализ монофракций шпинели (из коматиитов Совдозерской структуры), позволивший установить температуры кристаллизации первично-магматических хромитов в интервале 1340–1370 °C, что довольно близко согласуется с расчетными значениями, выполненные с помощью программного комплекса Petrolog 3.1 [14] – 1370–1470 °C (Совдозерская структура), 1310–1450 °C (Костомукшская структура), и свидетельствует о том, что шпинель кристаллизовалась после выделения оливина. Дополнительно в ходе моделировании определена последовательность кристаллизации минеральных фаз в коматиитовом расплаве. Установлено, что выделению хромита в коматиитовом расплаве AUDK – UC типа предшествует кристаллизация оливина ( $\text{Fo}_{90-94}$ ) начинающаяся при температурах 1730–1560 °C, что согласуется с результатами экспериментальных работ [15]. Поздние генерации шпинелидов представленные хроммагнетит–магнетитом кристаллизовались в интервале температур 380–410 °C (по магнетит-ильменитовому термометру [19], что соответствует температурному режиму метаморфических преобразований коматиитовых комплексов.

Установлено, что процесс метаморфического изменения первично магматических зерен хромитов проходил с выносом Cr, Al, Mn, Zn, Mg в силикатную систему с одновременным обогащением Fe краевых частей зерен (Рис. VI). Проведенные работы показали, что при метаморфических преобразованиях коматиитов в условиях зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фации при давлениях < 5 кбар и температурах < 500 °C происходит перекристаллизация первично-магматических шпинелидов с возможным сохране-

нием реликтовых ядер, при этом важно подчеркнуть, что Zr в хромитах является чувствительным индикатором процессов вторичного их изменения, что позволяет использовать его в качестве химического маркера сохранности реликтовых зерен.

Проведенное исследование показало большой петрологический потенциал, который открывается при изучении акцессорных минеральных фаз в метаморфически измененных породах архея. Методически успешно апробировано сочетание методов СЭМ и рамановской спектроскопии для исследования зональности акцессорных минералов, с применением термического анализа для оценки температур кристаллизации.

### Литература

1. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В., Кучеровский Г.А., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 1. С. 67–73.
2. Володичев О.И., Кулешевич Л.В., Кузнецов Т.И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Рукописный науч. отчет, ИГ КарНЦ РАН, 2002. 187 с.
3. Вревский А.Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита) // Л.: Наука, 1989. 143 с.
4. Коматииты и высокомагнезиальные базальты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.
5. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Ветреный пояс: тектоно – и петротип палеопротерозоя юго-восточной Фенноскандии // Геология Карелии от Архея до наших дней. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН. 2011. С. 91–103
6. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук. Сер. руд. месторожд. 1949. Вып. 103. № 3. 88 с.
7. Рыбникова З.П., Светов С.А., Вревский А.Б., Климовская Е.А., Чаженгина С.Ю. Акцессорные хромшпинелиды из мезоархейских коматиитов Фенноскандинавского щита // Литосфера. 2014. №6. С. 22–44.
8. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230с.
9. Светов С.А., Рыбникова З.П., Вревский А.Б. Реконструкция Р–Т параметров генерации и излияния мезоархейских коматиитовых расплавов по данным изучения акцессорных шпинелидов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. 2014. № 4. С. 19–36.
10. Светов С.А., Смолькин В.Ф. Модельные РТ-условия генерации высокомагнезиальных магм докембрия Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2003. № 8. Т. 41. С. 879–892.
11. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
12. Arndt, N.T., Lesher, C.M., Barnes, S.-J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press. 2008. 467 p.
13. Cameron W.E., Nisbet E.G. 1982. Phanerozoic analogues of komatiitic basalts. In: Komatiites (eds Arndt, N.T., Nisbet, E.G.). George Allen & Unwin, London. 1982. P. 29–49.
14. Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. V. 12. N 7.
15. Herzberg C. Generation of plume magmas through time: an experimental perspective // Chemical Geology. 1995. 126. P. 1–16.
16. Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. J. Petrol. 2001. Vol. 4. P. 655–671.
17. Papunen H., Halkoaho, T., Luukkonen E. Archaean evolution of the Tipasjärvi-Kuhmo-Suomussalmi Greenstone Complex, Finland. Bulletin of the Geological Survey of Finland 403. 2009. 68 p.
18. Puchtel L.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al. Oceanic plateau model continental crustal growth in the Archaean: A case study from Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. 155. P. 57–74.
19. Spencer, K.J., Lindsley, D.H. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. American Mineralogist. 1981. V. 66. P. 1190–1201.
20. Svetov S.A., Svetova A.I., Huhma H. Geochemistry of the komatiite-tholeiite rock association in the Vedlozero-Segozero archaean greenstone belt, Central Karelia // Geochemistry International. Vol. 39. Suppl. 1. 2001. P. 24–38.

## СВЯЗЬ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД МАКСОВСКОЙ ЗАЛЕЖИ

Садовничий Р. В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, romanpost1@rambler.ru

### Введение

Широкое проявление шунгитовых пород среди нижнепротерозойских образований Онежской структуры [1] и особенности их состава и строения [2] обусловили повышенный интерес к данным объектам со стороны различных исследователей [3, 4, 5]. В настоящее время единственным разрабатывае-

мым месторождением высокоуглеродистых шунгитовых пород является Зажогинское, расположенное в Медвежьегорском районе республики Карелия. В состав месторождения включено двенадцать залежей, из которых наиболее изученными являются Максовская и Зажогинская [6]. Максовская залежь сложена шунгитовыми породами с массивной, прожилковой, брекчиевой и слоистой текстурой [7, 8]. Шунгитовые породы массивной текстуры больше всего развиты в нижних частях залежи и по направлению к её кровле постепенно сменяются на брекчированные. Среди шунгитовых брекчий выделяют сильно-, средне- и слабобрекчированные породы. Степень брекчированности возрастает к кровле и центру залежи [9]. Слоистые шунгитовые породы слабо представлены на Максовской залежи и развиты в основном на контурах выклинивания структуры [6]. Главными минералами шунгитовых пород залежи являются кварц, серицит, хлорит, пирит и карбонаты. Химический состав пород непостоянен, основными компонентами являются кремнезём (содержание в породе 35–85 %) и шунгитовый углерод (далее «углерод») [3] – 5–55%. Существенные колебания химического состава шунгитовых пород являются негативным фактором при использовании шунгитового сырья в различных областях промышленности [5]. В связи с этим целью данной работы стало изучение вариаций химического состава шунгитовых пород Максовской залежи и их связи с особенностями строения породы.

### Объекты и методы

В качестве объектов исследования были выбраны образцы шунгитовых пород Максовской залежи с массивной, прожилковой и брекчиевой текстурой (рис. 1а, б, в). Шунгитовые породы массивной текстуры обладают афанитовой (микрозернистой) структурой; цвет породы меняется от чёрного до тёмно-серого. Шунгитовые породы прожилковой текстуры отличаются от массивных наличием развитой системы серицит-кварцевых жил и прожилков, разделяющих породу на обломки неправильной формы и разного размера. Породы брекчиевой текстуры характеризуются наличием в них угловатых обломков шунгитовых пород массивной текстуры и окружающего их углерод-кварцевого цемента.

Химический состав образцов изучался методом рентгенофлуоресцентного анализа (спектрометр ARL ADVATX Thermo Fisher Scientific). Изучение микроструктуры образцов (полированных аншлифов) проводилось методом сканирующей электронной микроскопии (микроскоп «VEGA II LSH») с микрозондовым анализом (энергодисперсионный микроанализатор «INCA Energy 350»). Определение минерального состава шунгитовых пород проводилось методом рентгенофазового анализа (установка Arl X'tra X-ray Diffractometer с CuK $\alpha$  излучение).

### Результаты исследований

Изучение методом сканирующей электронной микроскопии образцов шунгитовых пород массивной, прожилковой и брекчиевой текстуры показало, что главным структурным элементом в них является микрозернистый **углерод-кварцевый агрегат**. Данный агрегат составляет массивные шунгитовые породы (рис. 1а) и входит в состав обломочной составляющей пород прожилковой (рис. 1б) и брекчиевой текстуры (рис. 1в).

По результатам рентгенофазового анализа основными минералами шунгитовых пород являются кварц, серицит и пирит. Эти же минералы входят в состав углерод-кварцевого агрегата, при этом главным из них является кварц. Зёрна кварца и серицита ксеноморфны; форма большинства из них изометричная, округлая; часто наблюдаются срастания нескольких минеральных зёрен. Размер зёрен варьирует от первых до нескольких десятков микрометров. Помимо кварца, серицита, пирита и углерода, в состав углерод-кварцевого агрегата входят акцессорные минералы: халькопирит, молибденит, галенит, апатит, монацит, циркон, рутил, полевые шпаты, биотит, барит, магнетит, ярозит и другие [10]. Зёрна акцессорных минералов большей частью ксеноморфны, размер составляет первые микрометры.

Применение метода сканирующей электронной микроскопии позволило нам изучить микроструктуру углерод-кварцевого агрегата в шунгитовых породах с различным содержанием углерода. При высоких содержаниях углерода играет роль матрикса, в который погружены зёрна кварца, серицита и других минералов (рис. 2а). Визуально углерод заполняет более половины исследуемой поверхности образца. При уменьшении содержания углерода в породе он теряет функцию матрикса, и занимает интерстиции между зёрнами минералов (рис. 2б). При минимальном содержании углерода имеет резко подчинённое значение, тонким слоем окружающая зёрна минералов (рис. 2в) или заполняя незначительные промежутки между ними, образуя изолированные сгустки и линзочки (рис. 2г).

Анализ строения шунгитовых пород прожилковой и брекчиевой текстуры позволяет предположить, что их генезис связан непосредственно с преобразованием шунгитовых пород массивной текстуры в результате дробления, растрескивания изначально однородной породы и последующего заполнения образовавшихся трещин веществом кремнистого состава. При этом углерод-кварцевый агрегат, слагающий массивные шунгитовые породы, в породах прожилковой и брекчиевой текстуры сохранился в их обломочной

составляющей. Таким образом, можно сделать вывод, что углерод-кварцевый агрегат является первичным веществом и основным структурным элементом для шунгитовых пород Максвской залежи, и вариации его химического состава обусловлены особенностями изначального накопления и распределения протовещества шунгитовых пород.

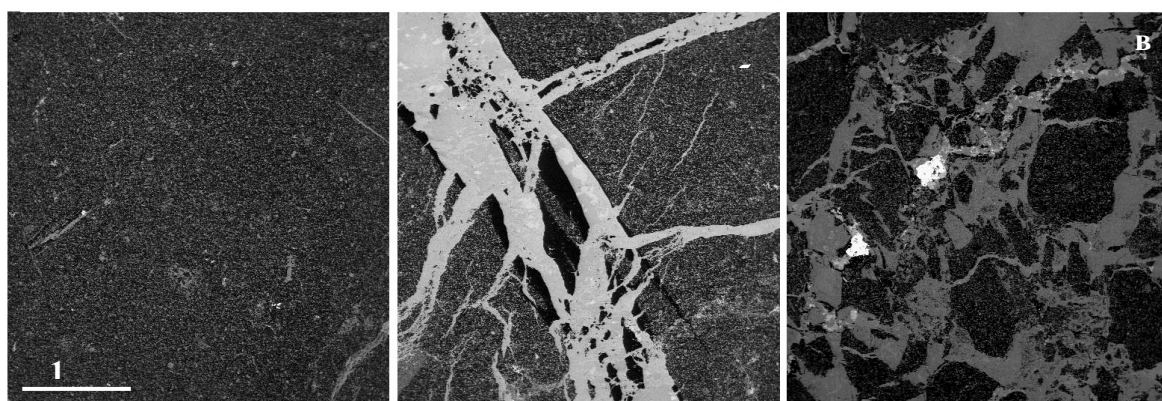


Рис. 1. Электронно-микроскопическое изображение шунгитовых пород массивной (а), прожилковой (б) и брекчиевой (в) текстуры

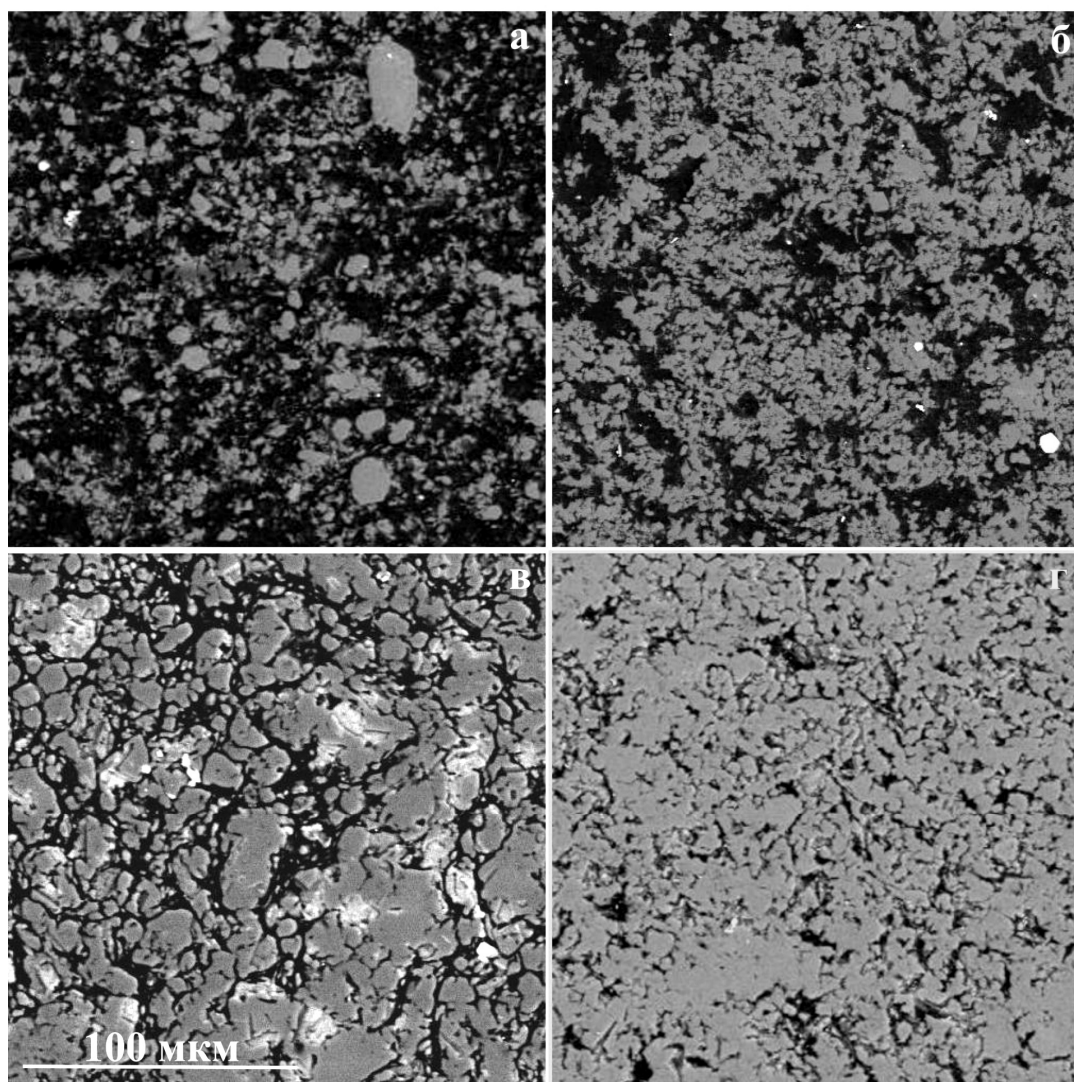


Рис. 2. Микроструктура углерод-кварцевого агрегата



Изучение распределения шунгитовых пород с различным содержанием углерода на современном эрозионном срезе Максовской залежи (по контуру карьера) показало, что от её северо-западной части к центральной происходит постепенное увеличение содержания углерода в породах от 5 до 55%. Сопоставление данных химического состава и микроструктуры отобранных по контуру карьера образцов шунгитовых пород показывает постепенное снижение в ней роли углерода (рис. 2 а – е) при уменьшении его содержания в породе.

### Выводы

Химический состав шунгитовых пород тесно связан с особенностями их строения (текстурой и структурой).

Увеличение в шунгитовых породах прожилковой и брекчиевой текстуры относительной доли кварцевой составляющей (прожилки и цемент брекчий) приводит к увеличению общего содержания кремнезёма в породе.

Вариации химического состава и микроструктуры углерод-кварцевый агрегат, слагающего шунгитовые породы массивной текстуры и обломочную составляющую пород прожилковой и брекчиевой текстуры, также является причиной изменения общего химического состава шунгитовых пород.

### Литература

1. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. Ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
2. Шунгиты – новое углеродистое сырьё / Ред. В. А. Соколов, Ю. К. Калинин, Е. Ф. Дюккиев. Петрозаводск, «Карелия». 1984. 182 с.
3. Ковалевский В. В. Шунгит или высший антраксолит? // Записки РМО. 2009. № 5. С. 97–105.
4. Рожкова Н. Н. Наногуглерод шунгитов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2011. 100 с.
5. Калинин Ю. К., Калинин А. И., Скоробогатов Г. А. Шунгиты Карелии – для новых стройматериалов, в химическом синтезе, газоочистке, водоподготовке и медицине. СПб: УНЦХ СПбГУ, ВВМ, 2008. 219 с.
6. Михайлов В. П., Леонтьев А. Г. Шунгитовые породы // Минерально-сырьевая база республики Карелия. Книга 2: Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск, «Карелия», 2006. С. 113–123.
7. Атлас текстур и структур шунгитовых пород Онежского синклинория / Ред. М. М. Филиппов, В. А. Мележик. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2006. 80 с.
8. Рычанчик Д. В. Ромашкин А. Е. Особенности внутреннего строения Максовской залежи шунгитовых пород // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Труды международного симпозиума (2 – 7 июня 1998 г. Петрозаводск). Петрозаводск. 2000. С. 73–80.
9. Фирсова С. О., Шатский Г. В. Брекчии в шунгитовых породах Карелии и особенности их генезиса // ДАН СССР. 1988. Т. 302. С. 177–180.
10. Садовничий Р. В. Рожкова Н. Н. Минеральные ассоциации высокоуглеродистых шунгитовых пород Максовской залежи (Онежская структура) // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. Серия Геология докембрия. 2014. № 1. С. 148–158.

## ВЫСОКО-ТИ ГАББРО И ДИОРИТЫ В ФУНДАМЕНТЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ

Самсонов А.В.<sup>1</sup>, Степанова А.В.<sup>2</sup>, Ларионова Ю.О.<sup>1</sup>, Бибикова Е.В.<sup>3</sup>, Ларионов А.Н.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, samsonovigem@mail.ru

<sup>2</sup> Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

<sup>3</sup> Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия

<sup>4</sup> Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, С.-Петербург, Россия

В докладе будут представлены новые геохимические и изотопные данные для метаморфизованных интрузивов основного и среднего состава, которые вскрыты глубокими скважинами в кристаллическом фундаменте центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Вмещающие эти интрузивы архейские (2.9–3.2 млрд лет) гнейсы Тверского и Ярославского террейнов, в схеме тектонического строения фундамента ВЕП рассматриваются как южная пассивная окраина мегаблока Фенноскандия, который отделен от смежных Волго-Уральского и Сарматского мегаблоков палеопротерозойскими (~ 2.00 млрд лет) вулканогенно-осадочными и плутоническими комплексами активной окраины Московского пояса [1, 2].

Интрузивы по химическому составу отвечают габбро и диоритам, которые имеют яркое геохимическое сходство – высокие концентрации Ti, Fe, P, Zr, Hf, Nb, Ta и PЗЭ с фракционированными спектрами распределения легких и тяжелых лантаноидов ( $[La/Sm]_N = 1.5\text{--}3.2$ ,  $[Gd/Yb]_N = 1.6\text{--}2.2$ ), что является характерной особенностью внутриплитных магматических комплексов. Геохронологические данные получены только для диоритов, аксессуарный циркон из которых имеет U-Pb изотопный возраст  $2496 \pm 9$  млн лет (ID-TIMS) и  $2513 \pm 16$  млн лет (SIMS) и фиксирует, вероятно, время кристаллизации диоритов. Яркое сходство геохимических характеристик диоритов и габбро позволяет нам предполагать их формирование в рамках одного этапа внутриплитного магматизма около 2500 млн лет назад. Различие первичного изотопного состава Nd, устанавливаемое для габбро ( $\epsilon_{Nd}(2500 \text{ Ma}) = +2.0$ ,  $T_{DM} = 2.57 \text{ Ga}$ ) и диоритов ( $\epsilon_{Nd}(2500 \text{ Ma}) = -4.2$ ,  $T_{DM} = 3.02 \text{ Ga}$ ) предполагают существенную добавку палеоархейского корового материала в исходные расплавы диоритовых магм. Габбро и диоритовые интрузивы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации ( $P = 4\text{--}6$  кбар,  $T = 530\text{--}600$  °C). Возраст метаморфизма  $1750 \pm 13$  Ma определен для диорита (U-Pb по титаниту).

Изотопные и геохимические характеристики габбро предполагают, что их материнский высоко-Ti базальтовый расплав образовался при плавлении деплетированного мантийного источника в равновесии с гранат-содержащим реститом и претерпел интенсивную внутрикамерную дифференциацию с минимальной контаминацией коровым материалом. Диориты, возможно, образовались в ходе кристаллизационной дифференциации Fe-Ti базальтового расплава, претерпевшего интенсивную контаминацию древним коровым материалом.

Изученные высоко-Ti интрузивы с возрастом около 2.5 млрд лет, вероятно, являются частью сумийской ( $2.51\text{--}2.45 \text{ Ga}$ ) крупной магматической провинции (LIP) Фенноскандии, детально изученной на Балтийском щите. Присутствие высоко-Ti интрузивов отличает южный край Фенноскандии от его центральной и северной частей, где среди магматических комплексов сумийской LIP резко преобладают высоко-Mg низко-Ti габбро-нориты и диориты при резко подчиненном количестве высоко-Ti габбро. Такая латеральная неоднородность магматических комплексов сумийской LIP может быть связана с неоднородностью строения плюма и/или с различной мощностью архейской литосферы мегаблока Фенноскандии. Последний фактор, возможно, играл ведущую роль, поскольку масштабное проявление высоко-Ti магматизма приурочено к южной пассивной окраине Фенноскандии.

*Работа поддержана грантом РФФИ № 14-05-00933.*

#### Литература

1. Богданова С.В. и др. Раннепротерозойский магматический пояс под Москвой // Доклады РАН. 2004. Т. 395. С. 376–380.
2. Самсонов А.В. и др. Среднерусский складчатый пояс: ключ к истории объединения Восточно-Европейского кратона (часть суперконтинента Нуна) // IV Российская конференция по проблемам геологии и геодинамики докембрия: «Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия». Тез. докл. Санкт-Петербург: ИГГД РАН, 2014. С. 61–63.

## АГАТЫ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТАХ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Светова Е.Н.

*Институт геологии КарНЦ РАН, г.Петрозаводск, ensvetova@igkrc.ru*

Палеопротерозойские суйсарские вулканиды, распространенные в пределах Онежской структуры Центральной Карелии относятся к одним из известных вмещающих агатовую минерализацию комплексов на территории Карелии [3, 4]. Первое упоминание о находках халцедона с зональной структурой в базальтах острова Суйсари Онежского озера приведено в Трудах Императорского Санкт-Петербургского Общества естествоиспытателей в 1912 году В.М. Тимофеевым [7].

В докладе приводятся данные о минералогических и геохимических особенностях агатов из подушечных лав суйсарского вулканического комплекса Центральной Карелии, который сложен существенно вулканогенными породами пикробазальт-базальтового состава. Максимальная мощность сохранившейся части разреза составляет около 400 м. Возраст комплекса оценивается в 1.970–1.990 млрд лет [3, 4].

Основу исследований составила коллекция агатов и образцов вмещающих базальтов, собранная на трех выходах вулканидов в северо-западной части бассейна Онежского озера: береговые обнажения Пиньгубы, на Ялгубской гряде и береговых обнажения о. Суйсари. Во всех случаях агатовую минерализацию вмещают эффузивы, представленные подушечными лавами с массивными или миндалекаменными текстурами в ядрах подушек. Подушки имеют плотную упаковку, размер их варьирует от  $0.3 \times 0.6$  м до  $0.8 \times 2.5$  м, цемент представлен туфовым материалом с примесью терригенной составляющей.

На проявлении Пиньгуба агатовые образования встречаются в коренных выходах пород в виде выступающих желваков, выполняющих межшаровое пространство в подушечных лавах и тектонические трещины, заполняют газовые пустоты в базальтах, а также присутствуют в виде гальки и других обломков в береговой зоне. Размер агатовых выделений в поперечнике варьирует от 3–5 см до 50 см. В районе Ялгубы агаты приурочены к участкам между отдельными подушками базальтов, встречаются в виде крупных (до 50 см) выделений и прожилков. На острове Суйсари агаты в большом количестве можно увидеть в коренных выходах пород на мысе Кельтнаволок. В виде крупных и мелких выделений они заполняют пустоты в межподушечном пространстве.

Вмещающие агатовую минерализацию вулканиты по петрохимическим характеристикам отвечают пикробазальтовой серии. Они представлены плотными, массивными, от зеленовато-серых до темно-серых породами, сложенными плагиоклазом – пироксеном (авгитом) – амфиболом – хлоритом, на отдельных участках биотитизированны и эпидотизированны.

Агаты рассматриваемых проявлений, в целом не отличающиеся широкой цветовой палитрой и высокой художественностью рисунка, имеют между собой определенные различия, проявленные в особенностях морфологии, окраски, составе участвующих в их строении минералов, что обусловлено, вероятно, вещественным и химическим составом вмещающих пород.

Своеобразная окраска характерна для агатов проявления Пиньгуба: в основной массе агатовых выделений доминируют буровато-красные тона, что позволяет отнести их к карнеол-агатам [2]. Характерной декоративной особенностью почти всех образцов проявления являются контрастные зеленые выделения хлорита. По конфигурации слоев макроскопической зональности агаты отвечают концентрически-зональному бастионному типу, встречаются также очковые (глазковые), моховые разновидности, а также выделения с неясно-рисунчатой макротекстурой [1, 2]. Количество чередующихся разноокрашенных полос в агатах обычно невелико, до 4–5 на 1 см, из-за наложенных трещин и развитых по ним налетов оксидов железа и других включений, декоративность рисунка часто снижена. Центральные части агатовых секреций обычно выполнены либо однородным мелкокристаллическим молочно-белым кварцем, либо чередующимися, в разной степени прозрачными слоями кварца и халцедона. Ширина таких слоев варьирует в широких пределах – от сотых долей миллиметра до сантиметров. Изучение шлифов тонкополосчатых агатов под микроскопом в проходящем свете показало, что выделяемые визуально слои обладают различной микротекстурой. Они сложены разнотекстурными агрегатами кварца, мелкочешуйчатого и волокнистого халцедона, в редких случаях отмечаются волокна кварца. Внешние, обычно более массивные слои секреций, близкие к контакту с вмещающими базальтами почти всегда активно пигментированы оксидами железа и хлоритом. Нередко в центральных частях секреций обнаруживаются пустоты, поверхность которых устилается натечными агрегатами халцедона, либо кристалликами кварца, кальцита.

Для агатовых образований Ялгубской гряды характерно преобладание бесцветных, дымчато-серых и мятных оттенков. По морфологии и внутреннему строению агаты можно разделить на грубополосчатые линейно-концентрические и неясно-рисунчатые прожилковые. Внешняя халцедоновая зона секреций, как правило, сильно пигментирована включениями апатита, обуславливая редкую мятную окраску. Внутренняя зона сложена прозрачно-серым кварц-халцедоновым агрегатом часто с микросферолитовой структурой, в редких случаях отмечается мало контрастная тонкая полосчатость. Отличительной особенностью Ялгубских агатов является широко проявленная поздняя кальцитовая минерализация. Крупные кристаллы исландского шпата или дымчато-серого кальцита, замещающие халцедон в центральной части секреций присутствуют в большинстве агатовых выделений.

Агаты острова Суйсари, относимые к нижележащим вулканитам заонежской свиты, визуально отличаются от агатов пород суйсарской свиты. По характерному однородному черному окрасу или причудливой формы черно-белому рисунку их называют иногда черными агатами. Светлые зоны в них, выполненные халцедоном и кварцем, чередуются с черными участками, где халцедон или кварц пигментирован рассеянным шунгитовым веществом. Шунгитовое вещество может находиться в промежутках между зернами кварца, или в виде ультратонких нитевидных выделений быть рассеянным в халцедоне. Красивый декоративный рисунок наблюдается у агатов, выполненных белым сферолитовым халцедоном.

При рентгенографическом изучении образцов из неокрашенной силикатной части агатовых секреций на дифрактограммах были установлены лишь отражения  $\alpha$ -кварца, иных форм кремнезема (опала, кристобалита, тридимита и др.) не обнаружено. Агатовый кальцит (Ялгуба), по данным рентгенографии, достаточно чистый, не содержит посторонних минеральных фаз.

Изучение ритмично-полосчатых агатовых образований представляет специальный интерес для выяснения условий миграции химических элементов и отложения минерального вещества в пределах древних базальтовых толщ [5, 8, 9]. Проведен анализ распределения редких и рассеянных элементов в отдельных слоях концентрически-зональных агатов проявления Пиньгуба методом LA-ICP-MS [6]. Для

исследования из небольших халцедоновых агатовых секреций ( $d \sim 4$  см) с облекающей текстурой, подчеркнутой пигментацией хлоритом и окислами железа, были вырезаны плоскопараллельные пластинки, в которых по профилю от края секреции к центру послойно определялся элементный состав в заданных точках.

Исследования показали, что наличие контрастных границ (слоев) внутри агатовых образований маркируется не только изменением состава примесных минеральных фаз, их морфологией, но и различными концентрациями рассеянных микроэлементов. Для большинства элементов отмечается высокая степень обогащения первично-сформированных прослоев по отношению к наиболее поздним центральным частям агатовых секреций, в частности, для легких РЗЭ она достигает 100-кратного уровня. Такая тенденция может быть результатом химической реакции первых порций гидротермального раствора с базальтовым субстратом, что привело к формированию в контактных зонах слоистых участков, имеющих максимальные содержания флюид-мобильных элементов (Li, Be) и химических фаз вынесенных из породы – Mg, Ti, V, Mn, Zn, а также максимального содержания РЗЭ (с менее фракционированным спектром тяжелых РЗЭ). Последующие порции флюида осаждали гетерогенные по составу слои кремнезема, в меньшей степени обогащенные Mg, Mn, Fe, Ti, крупноионными литофильными элементами (Rb, K, Ba, Sr, Pb) и легкими РЗЭ, что, вероятно, связано с изменением химического состава питающего раствора, в котором наблюдался эффект «постепенного истощения» по мере длительности циркуляции. На завершающей стадии агатообразования формировались кварцевые ядра, наиболее стерильные в отношении рассеянных элементов примесей, что отражает процесс самоочищения матрицы кремнезема в ходе кристаллизации. Однако для ряда элементов, таких как K, Cr, Ni, Y, Hf, Ta, Th выявлена стабильность их содержаний по всему профилю.

Таким образом, проведенными исследованиями выявлены основные минералогические особенности агатов из палеопротерозойских вулканитов Онежской структуры. Основную роль в строении агатов выполняют минералы семейства кремнезема – мелкокристаллический кварц и волокнистый халцедон, а также кальцит. Своеобразная пигментация агатов обусловлена присутствием хлорита, окислов железа, апатита, шунгитового углерода. По конфигурации ритмов зональности агаты отвечают концентрически-зональному бастионному типу, встречаются очковые, моховые разновидности, выделения неясно-рисунчатой макротекстуры. Отсутствие онисков (параллельно-слоистых агатов), возможно, свидетельствует об относительно низких концентрациях кремнезема в гидротермальных растворах, препятствующих процессу гравитационной отсадки их коллоидной составляющей. Наличие контрастных ритмов внутри агатовых миндалин маркируется не только изменением состава примесных минеральных фаз, их морфологией, но и различными концентрациями рассеянных микроэлементов, что может быть следствием гетерогенности питающего раствора, в котором наблюдался эффект «химического истощения» по мере длительности циркуляции.

### Литература

1. Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. Минералогия поделочных и полудрагоценных разновидностей тонкозернистого кремнезема. М.: Наука. 1984. 144 с.
2. Годовиков А.А., Рипинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. М.: Недра. 1987. 368 с.
3. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров В.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: изд. КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
4. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. Ред. Глушанин Л.В., Шаров В.Н., Щипцов В.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
5. Полеховский Ю.С., Пунин Ю.О. Агатовая минерализация базальтоидов северо-восточного Приладожья (Ю.Карелия) // ЗРМО, 2007. № 3. С. 96–103.
6. Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Михайлова А.И., Рыбникова З.П., Парамонов А.С., Утицина В.Л., Колодей В.С., Эхова М.В. Прецизионный геохимический (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов раннедокембрийских мафитовых комплексов: методика и оценка точности результатов // Труды КарНЦ РАН. 2015. в печати
7. Тимофеев В.М. Халцедоны острова Суйсари // Труды Спб Об-ва Естествоиспытателей. 1912. Т. 35, вып. 5. С. 157–174.
8. Gotze J., Tichomirowa M., Fuchs H., Pilot J., Sharp Z.D. Geochemistry of agates: a trace element and stable isotope study // Chemical Geology. 2001. V. 175. P. 523–541.
9. Mockel R., Götze J., Sergeev S.A., Kapitonov I.N., Adamskaya E.V., Goltsin N.A., Vennemann T. Trace-Element Analysis by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS): a Case Study for Agates from Nowy Kościół, Poland // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. 2012. T. 5. № 1. С. 3–18.

## ЭНДОГЕННЫЙ РЕЖИМ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГРАНИТИЗАЦИИ ДОКЕМБРИЯ

Свириденко Л.П.

Институт геологии КарНЦ РАН, e-mail: sv@krc.karelia.ru

Докембрий в истории геологического развития Земли – это время формирования верхних слоев земной коры (гранитного и осадочно-вулканогенного). Гранитизация является главным геологическим процессом при создании гранитного слоя земной коры. На Фенноскандинавском щите гранитный слой формируется последовательно, наращиваясь сверху на протокору с северо-востока в юго-западном направлении. Региональная гранитизация накладывается на вулканогенно-осадочный чехол, трансформируя его в гранитный слой. На площади Карельского геоблока (см. рис.) гранитизация завершается на рубеже около 2700 млн лет, на площади Свелофеннского геоблока – около 1800 млн лет и на площади Дальсландского – около 1000 млн лет.

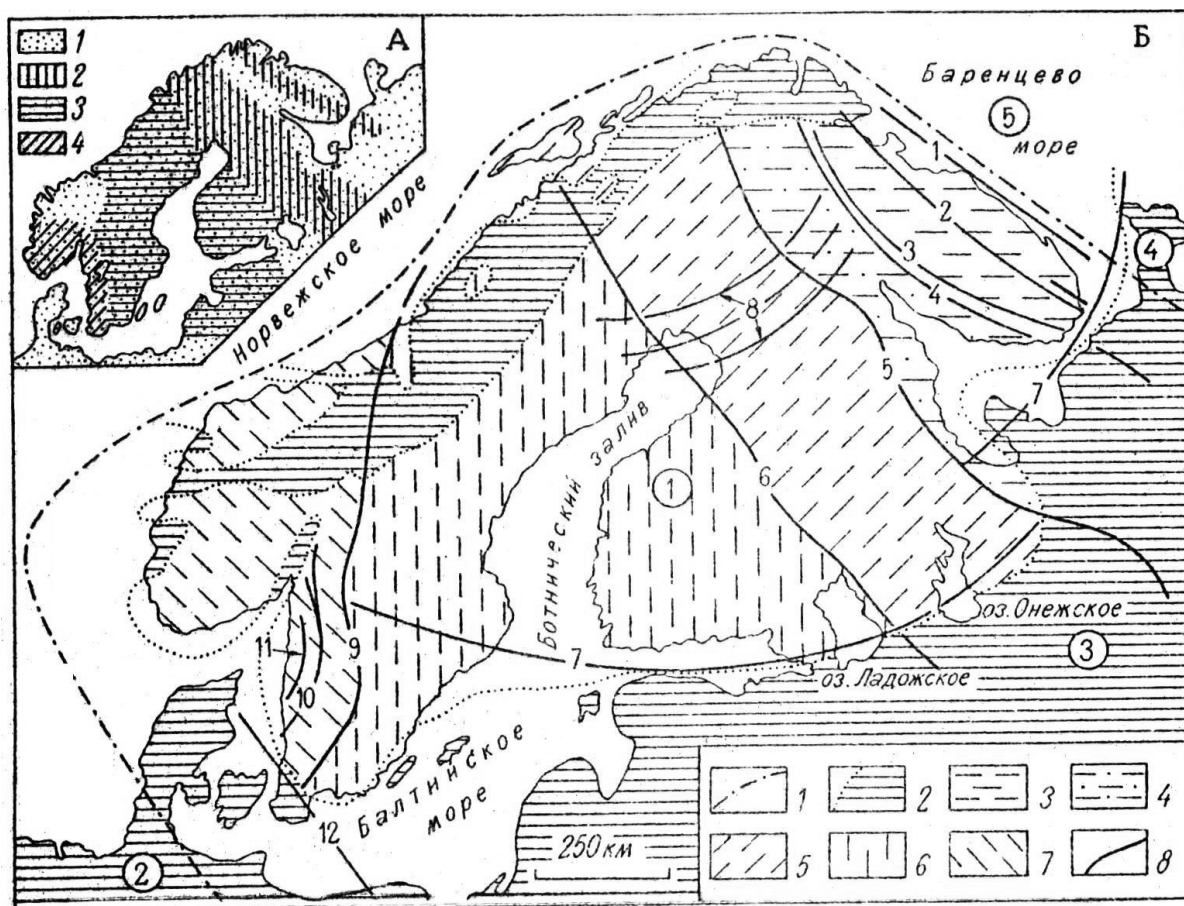


Рис. 1. Схема типов земной коры (А), геоблокового строения в суперструктуре Фенноскандинавского щита (Б).

А. Типы земной коры: 1 – раннеархейская сиалическая протокора, 2 – новообразованная эпиархейская сиалическая кора, 3 – новообразованная эписвелокарельская сиалическая кора, 4 – новообразованная эпирифейская сиалическая кора.

Б. Современные границы: 1 – Восточно-Европейской платформы, 2 – платформенного палеозойского чехла и каледонских покровов. Геоблоки: 3 – Кольско-Мезенский, 4 – Беломорский, 5 – Карельский, 6 – Свелофеннский, 7 – Дальсландский, 8 – шовные зоны (структурные швы). Цифрами на рис. обозначены шовные зоны: 1 – Баренцевоморская (линия А.П. Карпинского), 2 – Колмозеро-Вороньинская, 3 – Печенгско-Варзугская, 4 – Терско-Алларечинская, 5 – Беломорская, 6 – Ладожско-Ботническая, 7 – краевая (внешняя) радиальная флексура А.А. Полканова, 8 – внутренняя радиальная флексура. Дальсландская система шовных зон: 9 – Протоджин-зона, 10 – Милонитовая зона, 11 – Гёта-Эльв зона, 12 – зона (линия) А. Торнквиста-В. Тейссейра. Цифрами в кружках обозначены: 1 – Фенноскандинавский щит, 2 – Средне-Европейская плита, 3 – Русская плита, 4 – Тиманско-Печорская плита, 5 – Баренцевоморская плита (платформа).

Гранитизация вулканогенно-осадочного чехла происходит лишь в том случае, когда вулканогенно-осадочный чехол, независимо от возраста, формируется на протокоре. Поскольку верхние слои земной коры (гранитный и залегающий на нем вулканогенно-осадочный), вполне сопоставимы и образуют единую модель земной коры, следует считать, что региональная гранитизация, как архейская, так и протерозойская, имеет единый энергетический источник. Этим источником являются мантийные глубины Земли.

Имеющая глобальный характер, раннеархейская протокора не содержит первичный калиевый полевой шпат. Он появляется лишь во время наложенной тектоно-магматической активизации. В гальке конгломератов нижней позднеархейской базальной толщии плагиомикроклиновые граниты отсутствуют. Впервые они появляются лишь в гальке сариолийских конгломератов.

Региональная гранитизация осуществляется под воздействием мантийного флюидного потока, несущего в земную кору  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Cs}$  и другие редкие элементы, свойственные континентальной земной коре, а также кремний в виде летучих соединений, типа  $\text{SiO}$  [1]. Характер мантийного флюидного потока не зависит от возраста и определяется характером первоначальной дегазации мантии.

Палеовулканологическое изучение свекокарельского вулканизма на Карельском и Свекофенском геоблоке в районе Северного Приладожья показало [2], что разновозрастный свекокарельский платобазальтовый вулканизм в сравниваемых регионах идентичен. Отличие состоит лишь в том, что соответствующий вулканогенно-осадочный чехол на Карельском геоблоке откладывается на гранитизированные лопийские вулканогенно-осадочные породы, тогда как на территории Северного Приладожья – на протокору. Поэтому гранитизация наблюдается лишь в Северном Приладожье. На Карельском геоблоке мантия деплетирована в связи с позднеархейской гранитизацией.

При гранитизации происходит раскисление плагиоклаза, появление калиевого полевого шпата, а также перекристаллизация пород с укрупнением зернистости и перераспределением порообразующих минералов. Перекристаллизация наиболее распространенных и близких по составу гранитам биотитовых гнейсов способствует приобретению породой гранитоидного облика, но в отличие от магматических гранитоидов биотит здесь, как правило, ксеноморфный. Привнос  $\text{SiO}_2$  выявить достаточно сложно, именно потому, что при перекристаллизации происходит перераспределение минералов. Лишь в дайках метагаббродолеритов, которые, менее проницаемы для флюидов, можно видеть присутствие вторичного межгранулярного кварца. Привнос калия здесь выражен биотитизацией.

Региональная гранитизация докембрия происходила в условиях поднятия и разуплотнения, что способствовало площадному проникновению флюидов (газовых смесей) и формированию купольных структур. При этом интенсивного выноса элементов не происходило. Купольные структуры не оказывают существенного влияния на первично пологое залегание гранитизируемых вулканогенно-осадочных чехлов. Такой характер структур свидетельствует о протекании региональной гранитизации в стабильных (платформенных) условиях.

Тектонически региональная гранитизация связана с развитием диапиризма, типичного для докембрия. Именно диапировые структуры ответственны за латеральную неоднородность флюидного режима гранитизации. Независимо от возраста диапировых структур в современном эрозионном срезе существует латеральная геохимическая зональность образующихся гранитоидов, обусловленная характером флюидного режима. Для центральной наддиапировой зоны характерна «сухость» флюидного потока (повышенные концентрации  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ), а для краевой части – повышенные концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{F}$ .

Критерием флюидного режима коровых процессов служит характер регионального магнитного поля. В области регионально положительного магнитного поля флюидный режим отличается более низким отношением  $\text{N/C}$  во флюидах, чем в области регионально отрицательного магнитного поля. Здесь образуются высокобариевые субщелочные плагиомикроклиновые лейкограниты. В области регионально отрицательного магнитного поля – плагиомикроклиновые граниты высокорубидиевые и низкобариевые. Бариево-рубидиевое отношение в гранитизированных породах не зависит от основности гранитизированных пород, а определяется положением относительно центральной части диапира. Это можно объяснить лишь тем, что в центральной области диапира восстановленные флюиды, богатые углеродом, поступают из больших мантийных глубин, и в результате образуются субщелочные магнетитсодержащие лейкограниты.

Высокорубидиевые граниты краевой части диапира в области регионально отрицательного магнитного поля имеют большую металлогеническую значимость. Здесь известны рудопроявления молибдена, вольфрама, олова, отсутствующие на площади развития соответствующих высокобариевых пород. Головная наддиапировая зона с «сухим» флюидным режимом может быть перспективной на поиски алмазов [3]. В целом для докембрийского периода развития Земли специфично сочетание горячей энергетически активной мантии и «холодной» земной коры. Региональная гранитизация докембрия – это главный корообразующий процесс, несущий в земную кору редкие элементы, в том числе и рудообразующие.

### Литература

1. Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы 1988. Новосибирск. Научная думка. 187 с.
2. Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. 151 с.
3. Светов А.П., Свириденко Л.П., Шаров Н.В. Диапиризм и проблемы алмазоносности докембрия Карелии // Материалы совещания «Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых». М., 2005. Т. II. С. 181–184.

## НЕОАРХЕЙСКИЕ ЭНДЕРБИТЫ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЕГО КОМПЛЕКСА (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС): ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Сибелев О. С.<sup>1</sup>, Слабунов А. И.<sup>1</sup>, Максимов О. А.<sup>1</sup>, Бабарина И. И.<sup>2</sup>, Володичев О. И.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, [Sibeleov@krc.karelia.ru](mailto:Sibeleov@krc.karelia.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН,  
Москва, [fisana@ya.ru](mailto:fisana@ya.ru)

Эндербиты (гиперстенсодержащие гранитоиды) различного возраста и генезиса широко развиты в БПП [1]. Установлены они и в Гридинской зоне эклогитсодержаего меланжа (ГЗМ). Геологические и петрографические наблюдения в этой зоне позволяют классифицировать явления эндербитизации как процесс высокотемпературной мигматизации. Эндербиты развиваются в характерных для мигматитов формах и представляют собой лейкократовые светло-серые, средне-, крупнозернистые породы. Их главная текстурная особенность – наличие равномерно расположенных коронитовых агрегатов (коронитобласт), сложенных темноцветными минералами.

Метаэндербиты в ГЗМ распространены не повсеместно [2]. Центром эндербитизации можно считать северную часть губы Долгой. На удалении от нее степень эндербитизации падает, проявления метаэндербитов сменяются проявлениями амфиболовых мигматит-гранитов, а затем – микроклин-плагиоклазовых мигматитов. Развиваются они также очень неравномерно. На отдельных участках можно наблюдать крупные тела (до 500 м в диаметре), полностью сложенные метаэндербитами, на других лишь жилы или мигматитовые прослои, а между ними могут находиться области с полным отсутствием этих пород. Отмечена тенденция, выражающаяся в пространственной взаимосвязи эндербитов с мощными зонами, содержащими большое количество обломочной составляющей и с апикальными частями пологих синформ.

По геологическим критериям выделяется три фазы эндербитизации [3]. Породы первой фазы представлены крупнозернистыми разновидностями (диаметр коронитовых агрегатов до 2 см). Они слагают периферийные части эндербитовых тел или участки неясной формы. В них наблюдается наибольшая сохранность обломков апобазитов. Породы второй фазы мелко- и среднезернистые (размер глазков не превышает 0,7 мм), развиваются, как правило, в центральных частях тел. Породы в обломках становятся относительно более лейкократовыми, а порой приобретают текстуру «теневых» мигматитов. Границы обломков и матрикса становятся нечеткими. Возможно даже некоторое количество обломков полностью «растворяется» в эндербитовой массе. Наиболее обширный ареал занимают жильные разновидности метаэндербитов, которые рассматриваются как наиболее поздняя фаза. Полевыми наблюдениями было неоднократно установлено, что жилы крупнозернистых метаэндербитов секут их слабоогнейсованные среднезернистые подобию. В обломках меланжа эндербитовая мигматизация порой имеет инъекционную природу и способствует их дополнительной дезинтеграции, но чаще этот процесс протекает «in situ». Форма жильных мигматитов ветвящаяся, агматитовая или послойная. Значительно чаще, нежели собственно жилы, фиксируются полосчатые мигматиты метаэндербитов, которые не имеют четких ограничений, плавно переходя в плагиогнейсограниты, нередко перемежаются с «теневыми» участками проработанной палеосомы или, наоборот, амфиболизированными реликтами.

По особенностям химического состава эндербиты классифицируются как низкокалиевые гранитоиды известково-щелочной серии семейства гранодиоритов. На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$  фигуративные точки их составов образуют компактное поле на границе гранодиоритов-гранитов, а на диаграмме  $\text{Ab-An-Or}$  [4] – в поле тоналитов. По положению на классификационных диаграммах они значимо отличаются от гранитогнейсов матрикса меланжа, т.к. последние характеризуются более высоким содержанием калия (большая их часть – относится к умереннокалиевой серии), более широкими вариациями состава (от диоритов до гранитов). Геохимические характеристики эндербитов также отличаются от гранитогнейсов: они обеднены относительно последних REE, Th, Rb, Ba, Zr, отличаются от гнейсов хорошо выраженной положительной аномалией Eu.

Возрастная позиция метаэндербитов определяется преобразованием процессами эндербитизации эклогитизированной обломочной (архейской) составляющей меланжа и ранних гнейсов ТТГ ассоциаций. Верхняя граница возраста фиксируется по секущим сдвиговым структурам и палеопротерозойским дайкам (не моложе 2,43 млрд лет) [5].

Из эндербитов выделены цирконы, среди которых выделяются три возрастные группы:  $2870 \pm 9$ ,  $2769 \pm 19$ ,  $2717 \pm 9$  млн лет (цирконы датировались методом лазерной абляции, оценки возраста – U-Pb конкордантные значения). Цирконы поздней группы (с возрастом  $2717 \pm 9$  млн лет) характеризуются тем, что обеднены тяжелыми РЗЭ. Это позволяет синхронизировать их образование с поздними фазами становления метаэндербитов – с образованием гранатовых корон.

Метаэндербиты характеризуются большим разнообразием микроструктур: глазковой, диабластовой-симплектитоподобной (в участках развития роговой обманки), аллотриоморфнозернистой и мозаичной (в основной ткани породы), псевдоморфной (в центрах некоторых коронитовых агрегатных скоплениях минералов). Объемная доля темноцветных минералов в них варьирует от 35% до 10% и падает в зависимости от интенсивности эндербитизации (наименьшее их количество наблюдается в мелкозернистых породах 2 фазы). Наряду с уменьшением количества темноцветных минералов, растет количество плагиоклаза (21–31%  $An^1$ ).

Объемные количества минералов в изученных образцах метаэндербитов (в площади шлифа) характеризуются следующим значениями:

**Главные породообразующие минералы:** плагиоклаз – 20–45%; кварц – 30–40%; амфиболы ( $Hbl + Csm$ ) – 7–15%; биотит – 5–14%; гранат – 4–7%.

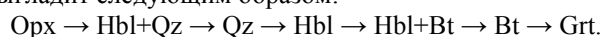
**Второстепенные минералы:** калишпат – до 3%; ортопироксен – до 1,5%; карбонатные минералы – до 1%, мусковит и хлорит – доли %.

**Акцессорные минералы** представлены: магнетитом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, эпидотом, апатитом, цирконом и монацитом.

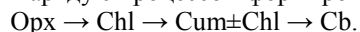
Коронитобласты в метаэндербитах наблюдаются в виде закономерных сростаний минералов, развивающихся в определенной последовательности. Изначально, по крайней мере, центральные их части, формировались по ортопироксену ( $Hyp, f = 0,36–0,38$ ). Об этом свидетельствуют факты псевдоморфного замещения ортопироксена куммингтонитом ( $f = 0,31–0,42$ ) и гомоосевыми сростаниями куммингтонита с хлоритом ( $f = 0,35–0,45$ ), при этом оптическая ориентировка новообразованных фаз сохраняет ориентировку ортопироксена. В подавляющем большинстве коронитобласт ортопироксен не сохраняется, но в их центрах часто фиксируются рассматриваемые псевдоморфозы. Впоследствии они могут замещаться бесформенными или амебообразными агрегатами зерен кальцита и (или) доломита.

Первая коронитовая кайма вокруг ортопироксена (или псевдоморфоз по нему) сложена диабластовыми, симплектитоподобными сростаниями голубовато-зеленой роговой обманки ( $Mg-Hbl, Ts$ ) и кварца. Эти сростания ориентированы преимущественно радиально от центра к краю каймы. По наблюдениям в шлифах, она начинает формироваться до образования хлоритовых и куммингтонитовых псевдоморфоз. На удалении от центра, роговая обманка становится более идиоморфной, крупнозернистой и монокристаллической (без диабластов). В этом направлении в ней закономерно увеличивается содержание глинозема (в отдельных случаях от 8,8, до 11,8%). В некоторых случаях диабластовая ( $Qz-Hbl$ ) кайма отделяется от роговообманковой крупными обособлениями кварца. Чуть дальше появляется биотит ( $f=0,35–0,45, TiO_2=0,58–2,15\%$ ) в сростаниях с амфиболом, а порой образует отдельную кайму с предпочтительной ориентировкой лейст вдоль границ корон. Заключительная фаза коронитообразования представлена сплошными каймами или цепочками мелкозернистого идиоморфного граната ( $X_{mg}=16,1–30,7\%$ ) с регрессивной асимметричной зональностью. Внешняя граница гранатовой каймы (наиболее железистая и марганцовистая) зубчатая, внутренняя (относительно магнезиальная) – как правило, ровная.

Идеализированная, полная схема последовательности кристаллизации минералов в келифитовых каймах выглядит следующим образом:



Наряду с процессом формирования корон, происходит псевдоморфное замещение ортопироксена:



Основная ткань породы сложена плагиоклазом и кварцем ( $\pm Mic$ ), которые формируют вытянутые участки мелкозернистых (0,3–0,5 мм) изометричных зерен мозаичной структуры, перемежающиеся с кварцевыми полосками. При хорошей сохранности ранних минеральных ассоциаций в них фиксируется мелкочешуйчатый, разноориентированный по удлинению грязно-зеленый биотит, который исчезает вместе с исчезновением ортопироксена и раннего, относительно магнезиального граната ( $X_{mg}=26,6–36,8\%$ ).

Парагенезисы гранулитовой фации редко сохраняются в метаэндербитах, хотя по геологическим наблюдениям, эти породы явно формировались с участием процессов частичного (или полного) плавления протолита. Это несоответствие связано с высокой степенью регрессивных, а возможно и диафорических преобразований. Коронитобласты, дающие главную информацию об изменениях параметров метаморфизма, сложены либо вторичными минералами, либо минералами, состав которых изменен в соответствии с изменением термодинамических параметров системы. Помимо среднетемпературных псевдоморфных замещений ортопироксена, вокруг него наблюдается последовательное формирование корон с все более низкотемпературными парагенезисами и составами минералов. Эти изменения характеризуются увеличением глиноземистости роговых обманок от центра к краю коронитобласт, сменой роговой обманки биотитом, регрессивной направленностью химической зональности гранатов, и их более железистым составом в коронах, относительно гранатов первой генерации.

<sup>1</sup> В тексте приняты следующие сокращения названий минералов и показателей их состава:  $An$  – анортит,  $Bt$  – биотит,  $Cb$  – карбонатные минералы,  $Hyp$  – гиперстен,  $Grt$  – гранат,  $Hbl$  – роговая обманка,  $Mic$  – микроклин,  $Orx$  – ортопироксен,  $Qz$  – кварц,  $f$  – железистость ( $Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ )/( $Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ ),  $X_{mg}$  – магнезиальность  $Mg/(Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$ .



Оценка РТ-условий бластеза минералов в метаэнтербитах дает относительно невысокие значения температур. Для гиперстенсодержащих парагенезисов они лежат в пределах 720–770 °С, что соответствует низам гранулитовой фации. При этом наблюдается значительный разброс параметров по давлению. По разным геобарометрам он составляет от 16,9, до 8,2 кбар. Цифры давлений согласуются с петрографическими наблюдениями, фиксирующими формирование симплектитоподобных структур, связывающихся с декомпрессией [6]. Интервал давлений около 8–10 кбар, вероятно, отвечает стадии плавления пород.

Развитие коронитовых структур сопровождается снижением рассчитанных показателей и температур и давлений кристаллизации новообразованных фаз. Даже в одном образце, это снижение составляет 200 °С и около 10 кбар (до 556 °С и 4,3 кбар). Отдельные повышенные РТ-значения еще сохраняются во включениях граната второй генерации (максимум 680 °С и 8,8 кбар), но и они уже не «дотягивают» до условий гранулитовой фации. Таким образом, полученные параметры метаморфических преобразований метаэнтербитов практически соответствуют декомпрессионному тренду эклогитов [7], с последующим регрессом в низкотемпературную область.

### Литература

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
2. Сибелев О.С. Гридинская зона меланжа (Беломорский подвижный пояс): геологическое строение и структура // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012. С. 28–37.
3. Сибелев О.С., Гоголев М. А., Максимов О. А. Геологическая позиция и условия формирования метаэнтербитов Гридинской зоны эклогитсодержащего меланжа (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 16. . Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2013. С. 5–20.
4. O'Connor J.T. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios // US Geol. Surv. Prof Paper. 552B. 1965. P. 79–84.
5. Babarina I.I., Sibelev O.S. Deformation events in the Gridino zone, Belomorian Province, Fennoscandian Shield: relationships between mafic dike swarms and eclogite-bearing mélange // International Geology Review, 2014: DOI: 10.1080/00206814.2014.971079.
6. Сибелев О.С. Механизм формирования декомпрессионных симплектитовых структур в метаморфитах Беломорского подвижного пояса // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всероссийской конференции, Том 2. СПб., 2012. С. 227–230.
7. Володичев О.И., Кузнецов Т.И. Прогрессивные и ретроградные тренды эволюции метаморфизма архейских эклогитов и их геодинамическая интерпретация (Карелия, район с. Гридино) // Записки Российского минералогического общества ч. СХLII № 3, 2013. С. 28–51.

## АРХЕЙСКАЯ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МИГМАТИЗАЦИЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ДВУХ КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ В БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Слабунов А.И.<sup>1</sup>, Азимов П.Я.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

<sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Для докембрийских подвижных поясов, в том числе Беломорского, характерно полициклическое развитие земной коры [1, 2, 3]. Один из важнейших индикаторов полихронности Беломорской провинции – неоднократное проявление анатектической мигматизации в результате парциального плавления пород [2, 4]. Установлено по крайней мере два эпизода формирования разновозрастных мигматитов: архейский (2.75–2.6 Ga) и палеопротерозойский (1.8–1.9 Ga) [1, 3]. Определение времени и термодинамических условий протекания метаморфических процессов позволяет понять определяющие их геодинамические обстановки. С этой целью мы выполнили геохронологические и петрологические исследования метаморфизма, сопровождавшегося парциальным плавлением гнейсов и амфиболитов, позволяют лучше понять время. Исследования включали локальное U-Pb датирование цирконов из мигматизированных гнейсов и лейкосом в амфиболитах методом лазерной абляции в Пекинском университете (КНР) и определение Р-Т параметров метаморфизма методами мультиравновесной термобарометрии.

Из чупинской толщи вблизи пос. Чупа взяты пробы из слабомигматизированных Grt-Bt гнейсов («сухарей») и мигматизированных Grt-Ky-Bt-Or гнейсов. Для кианит-содержащих гнейсов методом TWEEQU по трём независимым реакциям оценены Р-Т условия их образования: ~9–11 кбар и ~700–780 °С (рис. 1). Для «сухарей» получены несколько более высокие значения (720–840 °С, 8.5–12.5 кбар), но только по двум независимым реакциям.

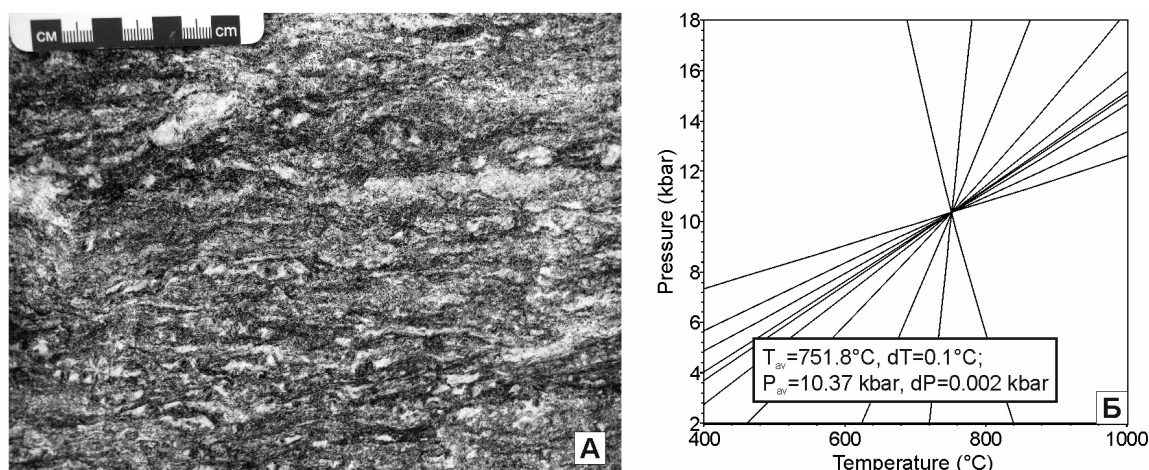


Рис. 1. (А) Интенсивно мигматизированный гранат-кианит-биотитовый гнейс с ортоклазом (оз. Долгое); (Б) Пример TWQ-диаграммы для гнейсов с кинит-ортоклазовым парagenезисом

Среди выделенных из гнейсов цирконов присутствуют две морфологические и возрастные группы. Конкордантный возраст ( $T_c$ ) подавляющей части цирконов оценивается в  $2678 \pm 31$  млн лет (Ma), а  $T_{Pb-Pb}$  — одного из ядер в  $2803 \pm 23$  Ma (рис. 2 А, Б). Более детальный анализ позволяет выделить среди неархейских цирконов две подгруппы с конкордантными возрастными 2710 $\pm$ 15 Ma и 2657 $\pm$ 13 Ma. Для всех цирконов из глинозёмистых гнейсов с неархейским возрастом весьма характерно обеднение тяжёлыми РЗЭ (рис. 2 В). Это может быть связано с кристаллизацией цирконов в равновесии с гранатом. Таким образом, плавление парагнейсов в условиях кинит-ортоклазовой субфации метаморфизма, характерной для коллизионных геодинамических обстановок, происходило в неархее (2680 Ma), причём, вероятно, в ходе двух дискретных эпизодов (2710 и 2660 Ma).

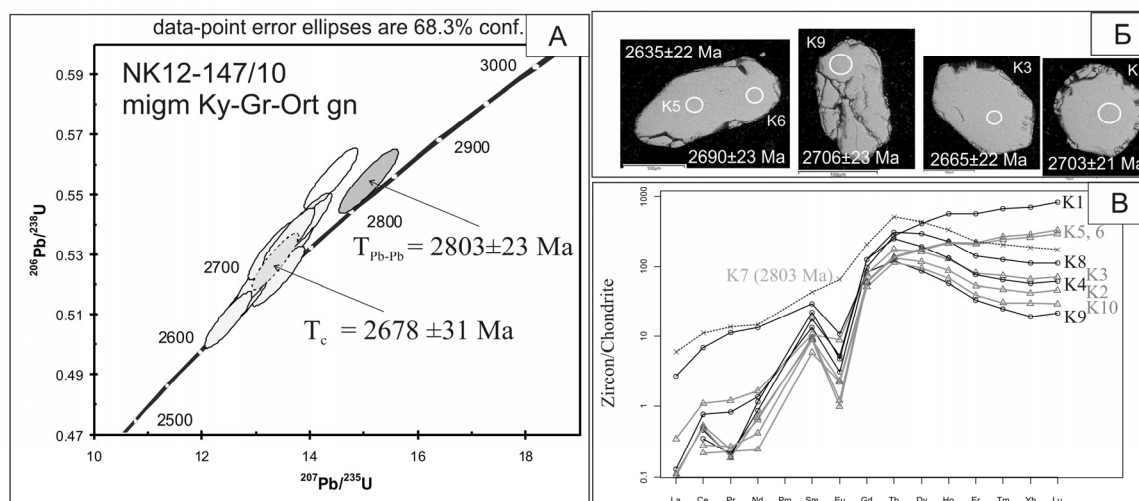


Рис. 2. (А) Диаграмма с конкордией ( $T_c$  — конкордантный возраст;  $T_{Pb-Pb}$  —  $^{207}Pb$ – $^{206}Pb$  возраст) для цирконов из мигматизированных гнейсов чупинской толщи; (Б) BSE-изображения этих цирконов с точками датирования и значениями  $T_{Pb-Pb}$ ; (В) нормированные содержания РЗЭ в цирконах

Другая серия проб была отобрана из мигматизированных амфиболитов Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса и меланократовых ортоамфиболитов на о. Сыроватка (Белое море). Пробы взяты из мезосом амфиболитов, жильных лейкосом и обрамляющих их меланосом. В ранней и поздней лейкосоме из полосчатых гранатовых амфиболитов установлены цирконы удлиненно-призматической и округлой формы лишь одной возрастной группы. Возраст ( $T_1$ ) цирконов в ранней лейкосоме оценивается в  $1941 \pm 11$  (рис. 3 А, Б), в поздней —  $1873 \pm 16$  Ma. Возраст ( $T_c$ ) лейкосомы в ортоамфиболитах —  $1898.1 \pm 6.9$  Ma. Цирконы из ранней лейкосомы немного обеднены тяжёлыми РЗЭ (рис. 3 В), тогда как в цирконах из поздней лейкосомы и из лейкосомы в ортоамфиболитах такого обеднения не установлено, что, возможно, связано с низкими содержаниями граната в лейкосоме.

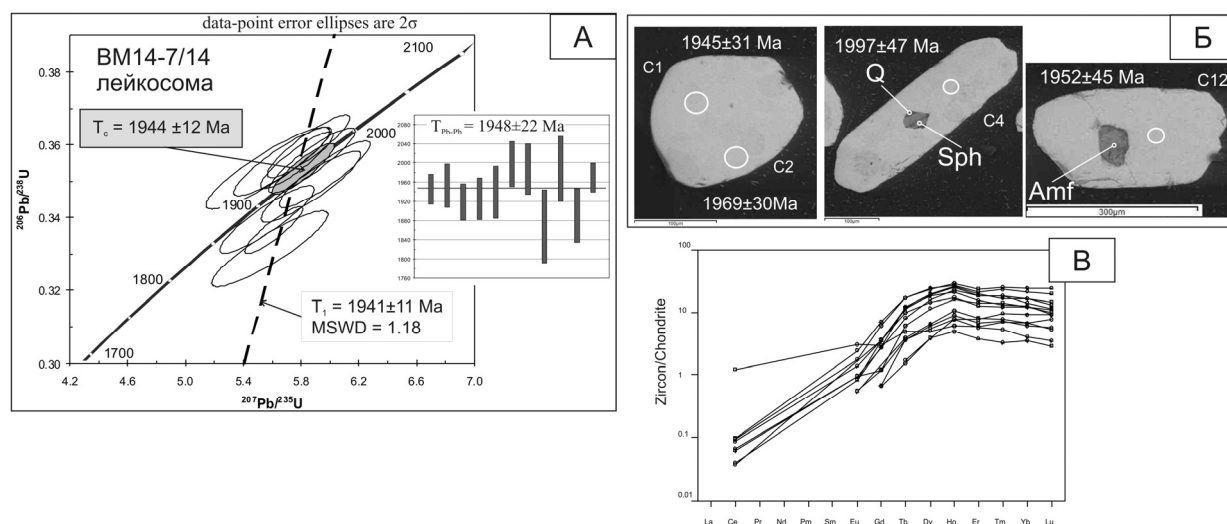


Рис. 3. (А) Диаграмма с конкордией ( $T_1$  – возраст верхнего пересечения,  $T_c$  – конкордантный возраст) и (на врезке) график Pb-Pb возрастов ( $T_{Pb-Pb}$ ) для цирконов из лейкосомы гранатовых амфиболитов, (Б) BSE-изображения цирконов с точками датирования, значениями  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$  возраста и составом минеральных включений в них, (В) нормированные содержания РЗЭ в этих цирконах

Полосчатые амфиболиты обычно богаты гранатом, но в ортоамфиболитах гранат редок. Главный породообразующий минерал – роговая обманка (паргасит). В некоторых мезосомах присутствует клинопироксен. В лейкосомах, реже в мелано- и мезосомах присутствует биотит и отмечены редкие зёрна калиевого полевого шпата. Типичными акцессорными минералами являются титанит, апатит и циркон, иногда присутствует ильменит. Для амфиболитов характерны акцессорные сульфиды (халькопирит и пирит).

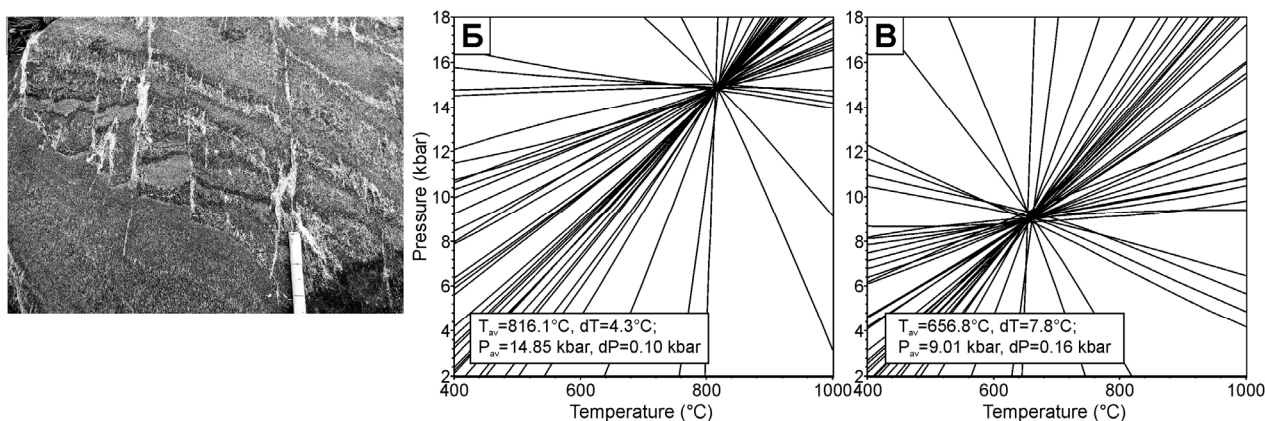


Рис. 4. (А) Поздние лейкосомы в полосчатых гранатовых амфиболитах (о. Сыроватка); (Б) Пиковые условия метаморфизма на TWQ-диаграмме для поздней лейкосомы в полосчатых гранатовых амфиболитах; (В) TWQ-диаграмма для условий метаморфизма амфиболитовой фации высоких давлений в той же лейкосоме

P-T условия метаморфизма и парциального плавления амфиболитов определены методом TWEEQU [5] с базой данных JUN92. Для ранней лейкосомы из полосчатых амфиболитов не удалось получить равновесные значения условий метаморфизма, а для сопряжённой меланосомы установлены значения в интервале 625–700 °C и 9–11 кбар. Для поздней лейкосомы выявлены реликтовые пиковые значения T и P ~780–820 °C и 13–14 кбар (в дальнейшем они ретроградно снижаются до 670–700 °C и 10–12 кбар). Для сопряжённой меланосомы получены значения 650–700 °C и 9–10 кбар. В лейкосоме из ортоамфиболитов значения T и P достигают 800–850 °C и 14–15.5 кбар, снижаясь затем до 650–690 °C и 10–11 кбар. В меланосоме на контакте с лейкосомой значения меняются от 760–790 °C и 13–14 кбар до 630–650 °C и 9–10 кбар. Таким образом, в лейкосомах сохранились наибольшие значения температур и давлений метаморфизма, отвечающие пиковым условиям гранулитовой фации высоких давлений, а при регрессивных преобразованиях происходит перекристаллизация минералов, отражающая понижение параметров метаморфизма до условий среднетемпературной амфиболитовой фации высоких давлений.

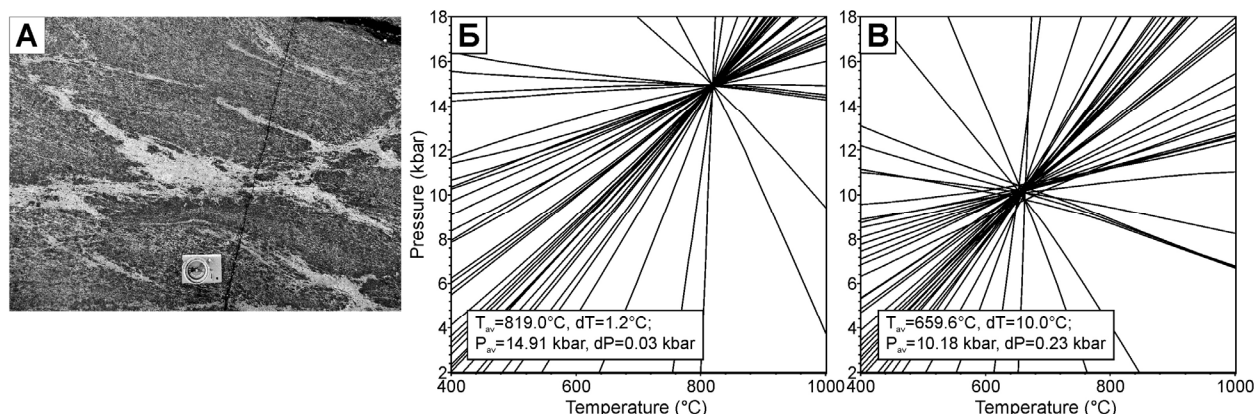


Рис. 5. (А) Система жил лейкосомы с оторочками меланосомы в ортоамфиболитах (о. Сыроватка); (Б) Пиковые условия метаморфизма на ТWQ-диаграмме для лейкосомы в ортоамфиболитах; (В) ТWQ-диаграмма для условий метаморфизма амфиболитовой фации высоких давлений лейкосомы в ортоамфиболитах

Установленные высокобарические условия палеопротерозойского метаморфизма указывают, что плавление амфиболитов Центрально-Беломорского пояса связано с коллизионной стадией развития Лапландско-Кольского орогена [3 и ссылки там].

Таким образом, в Беломорской провинции отчётливо проявлены два различных метаморфических цикла, характеризующихся высокотемпературным метаморфизмом высоких давлений, – неоархейский и палеопротерозойский. Эти циклы указывают на два крупных коллизионных события в истории Беломорья – в неоархее и в палеопротерозое.

Работа поддержана РФФИ (гранты 12-05-00597, 13-05-91162 и 15-05-09288).

#### Литература

1. Бибикова Е.В. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.
2. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
3. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
4. Седова И.С., Глебовицкий В.А. Особенности позднеархейской гранитизации и мигматитообразования в Беломорском поясе // Записки РМО. 2005. Ч. 134. № 1. С. 1–24.
5. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. No. 4. P. 833–855.

## АРХЕЙСКИЕ ГРАНУЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ГЕОДИНАМИКА

Слабунов А.И.<sup>1</sup>, Володичев О.И.<sup>1</sup>, Король Н.Е.<sup>1</sup>, Сибелев О.С.<sup>1</sup>, Бережная Н.Г.<sup>2</sup>, Ларионов А.Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, slabunov@krc.karelia.ru, volod@krc.karelia.ru

<sup>2</sup> ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Гранулитовые (гранулит-эндербит-чарнокитовые) комплексы имеют достаточно широкое распространение в архее Карельского кратона Фенноскандинавского щита: онежский, тулосский, вокнаволоцкий, пудасъярвинский, варпайсъярвинский [1, 9, 10, и ссылки там]. За исключением последнего они характеризуются, главным образом, как умереннобарические (т.е., формирующиеся при давлениях до 5 (реже 6–7) кбар.

В строении всех указанных комплексов принимают участие в различных пропорциях три составляющие: 1) кристаллосланцы (гранулиты основного, среднего и кислого состава), образованные по породам рамы, 2) эндербиты и 3) чарнокиты. Геологические соотношения между ними хорошо документируются: эндербиты содержат ксенолиты, сложенные кристаллосланцами, чарнокитовые массивы или жилы секут их.

Для того, чтобы понять динамику формирования гранулитовых комплексов, нами проведены геологические, петрологические и геохронологические исследования всех главных составляющих онежского, тулосского и вокнаволоцкого гранулитовых комплексов.

Онежский (или Карицкий [3]) неоархейский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс располагается в древнейшем Водлозерском блоке (терреине) на границе центрального и периферического его доменов [9]. Он сложен телом размером 100 \* 25 км СЗ простирания.

Гранулитовый комплекс состоит из двух главных компонентов: ксенолитов размером от нескольких см до 2 м, сложенных кристаллосланцами; Орх-гранитоидов (эндербитов и чарнокитов). Кристаллосланцы представлены породами основного, среднего, кислого и, реже, ультраосновного составов [3].

По петрогеохимическим особенностям основные кристаллосланцы отвечают базальтам толеитовой серии. Для них характерно «плоское» распределение нормированных по хондриту сод. РЗЭ при уровне сод. 10–20 хондритов, небольшая отрицательная (относительно Th и La) аномалия Nb на спайдерграмме [7].

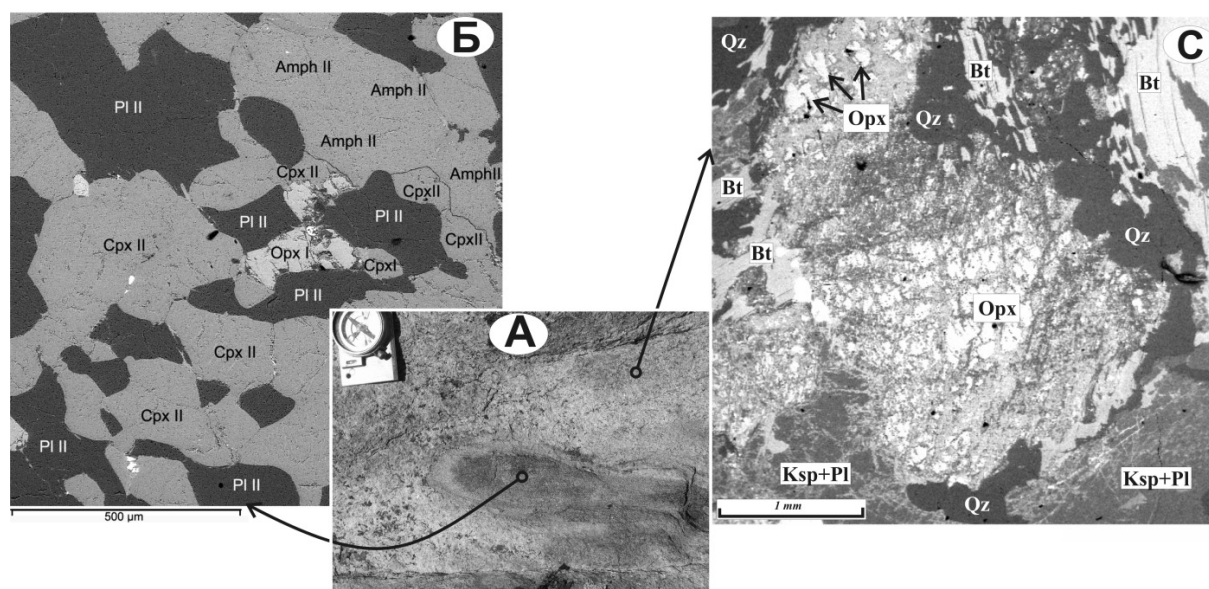
Гранулиты среднего и кислого составов (Орх-Amph-Bt кристаллосланцы) отвечают по составу диоритам – кварцевым диоритам известково-щелочной серии и существенно отличаются от эндербитов (Орх-гранитоидов) более низким содержанием SiO<sub>2</sub> и более высоким ТРЗЭ [7, 8]. Орх-гранитоиды (эндербиты, чарнокиты) варьируют по составу от кварцевых диоритов (тоналитов) до гранитов известково-щелочной серии.

В основных кристаллосланцах различимы два гранулитовых парагенезиса: ранний и поздний (рис.). Ранняя парагенетическая ассоциация (Орх<sub>I</sub> + Срх<sub>I</sub> + Amph<sub>I</sub> + Pl<sub>I</sub>) выделяется как относительно мелкозернистая среди более крупнозернистой поздней (Орх<sub>II</sub> + Срх<sub>II</sub> + Amph<sub>II</sub> + Bt<sub>II</sub> + Pl<sub>II</sub>).

Оценка температур становления ранних (I) и поздних (II) парагенезисов близка – 754–870 °С и 750–877 °С, соответственно, давления – 5.5–6.1 кбар.

Все породы Онежского гранулитового комплекса в той или иной степени испытали наложенный метаморфизм в условиях от амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций [3].

Нами выделены и исследованы цирконы из: 1) ксенолитов основных гранулитов (пробы ON9-7/1, BD-10/9), 2) ксенолитов кислых гранулитов (ON1-2/4) и 3) эндербитов (ON1-7/1A, ON1-1/1) (табл.).



**Геология и петрография пород онежского гранулитового комплекса.**

А. Линзовидный ксенолит двупироксеновых кристаллических сланцев (основных гранулитов) на о-ве Б. Голец. Центральные области ксенолита сохраняют минералы гранулитовых этапов метаморфизма: плагиоклаза, орто- и клинопироксена (см. Б). Вмещающие породы представлены средне- и крупнозернистыми эндербитами с макроскопически видимым ортопироксеном в «рубашках» хлорит-амфиболового состава.

Б. Реликты ромбического (Орх I) и моноклинного (Срх I) пироксенов из ранних парагенезисов мелкозернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев среди перекристаллизованных укрупненных моноклинного пироксена (Срх II), буровато-зеленого амфиболола (Amph II) и плагиоклаза (Pl II) из поздних парагенетических ассоциаций среднезернистых двупироксен-амфиболовых кристаллосланцев. Микроструктура гранобластовая, текстура массивная (фото в отраженных электронах).

С. Минеральные ассоциации крупнозернистого жильного эндербита (обр. Э-ON9-7-2), с проявленными процессами прокварцевания и замещения первичного парагенезиса (Or-Орх-Bt-Pl-Qz), в первую очередь – ортопироксена (гиперстена), вторичным низкотемпературным тонкозернистым агрегатом Mgt-Cb-Chl-Amph (Act, ± Cum) ± Pl состава. Микроструктура гранолепидобластовая. Текстура массивная, очковая (фото в отраженных электронах).

Имеющиеся данные [7, 8] позволяют оценить динамику становления онежского гранулитового комплекса. Возраст протолита, по которому формируются гранулиты, оценивается в 2.98–2.78 млн лет, что согласуется с возрастом (3.2–2.70 млрд лет) гранит-зеленокаменных образований Водлозерской субпровинции Карельского кратона [10]. Проявления высокотемпературных процессов, в ходе которых образовались

эндербиты и кристаллосланцы, происходит в интервале времени 2739–2701 млн лет. При этом в основных гранулитах зафиксированы две генерации «гранулитовых» цирконов 2739 и 2701 млн лет, что согласуется с петрологическими оценками, фиксирующим два гранулитовых парагенеза. Формирование эндербитов происходило в интервале 2726–2716 млн лет.

Для геодинамической интерпретации важно отметить, что онежские гранулиты западной части Водлозерского террейна формируются одновременно с санукитоидными массивами, возраст которых оценивается в 2742–2727 млн лет [10, 11] и субдукционными вулканитами (туфами дацитов) Масельгской структуры Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса – 2743±12 млн лет [5].

В районе восточного побережья оз. Тулос [2] были исследованы основные гранулиты из ксенолитов в эндербитах, испытавшие позднюю изофациальную перекристаллизацию, как в спокойной тектонической обстановке (оз. Корoppi), так и в shear-зонах (оз. Широтное).

На юго-западном берегу оз. Корoppi изучены основные гранулиты (обр. ЭТЛ-6-2), состоящие крупный ( $\geq 10$  м) ксенолит среди эндербитов. При проведении парагенетического анализа в породах выявлены ранние парагенезисы мелкозернистых двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев (I) среди перекристаллизованных (II) среднезернистых их разновидностей. Исходные (I) пироксены и амфиболы, плагиоклазы сохраняются в виде реликтов среди преобразованных (II) укрупненных одноименных минералов. Установлена динамика становления тулосского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса (табл.): I стадия (2790 млн лет) – формирование эндербитов ( $T = 900\text{--}920$  °C) с ксенолитами гранулитов преимущественно среднего состава и интрузивных чарнокитов ( $T = 980\text{--}990$  °C); II – (2701–2705 млн лет) – динамический метаморфизм в shear-зоне в условиях гранулитовой – амфиболитовой фаций:  $T=590\text{--}890$  °C,  $P = 6\text{--}10$  кбар и статический метаморфизм с характерной пойкилопорфиробластической формой кристаллизации ортопироксена на прилегающих территориях:  $T = 750\text{--}890$  °C,  $P = 5.5\text{--}6.5$  кбар; III – диафторез амфиболитовой ( $T = 575\text{--}700$  °C,  $P$  от 6 до 2.5 кбар) и эпидот-амфиболитовой ( $T = 450\text{--}520$  °C,  $P = 3\text{--}4$  кбар) фаций.

U-Pb изотопные возрасты цирконов (в млн лет) из пород тулосского и вокнаволоцкого гранулитовых комплексов Карельского кратона

Номер пробы	тулосский комплекс			вокнаволоцкий комплекс		
	ТВ-43	ТЛ-6/2	Т-4-3/4	В-55	В-56-3	Vok-14
порода	эндербит	основной гранулит	амфиболит	эндербит	Вт гнейс	амфиболит
					2834.8±9.5	
	2790±7.8			2761±15		
					2714±12	
		2701.5±8.9	2704±11			2704±9

Исследования Тулосозерского, Вокнаволоцкого, Онежского гранулитовых комплексов Карельской провинции (а также и Нотозерского – Беломорской [6]) показали, что начало становления комплексов существенно различается и оценивается в 2790±7.8; 2761±15; 2739±17 и 2777±18 млн лет, соответственно, тогда как время завершения их становления весьма близко – около 2700 млн лет (за исключением Нотозерского – 2660 млн лет). Однако новые материалы не позволили уточнить масштабы преобразования эндербитов и чарнокитов гранулитовых комплексов в гнейсы амфиболитовой фации, поэтому остался не решенным вопрос о их первоначальном распространении в пределах рассматриваемых провинций Балтийского щита. Предполагается, что формирование гранулитов связано с метаморфическими преобразованиями в супрасубдукционных обстановках, а завершающие события с их экзугацией в ходе аккреционных и коллизионных процессов

*Работа проводится при поддержке РФФИ (гранты 11-05-00168-а, 15-05-09288-а).*

### Литература

1. Володичев О.И., Король Н.Е. Геология и метаморфизм пород гранулитовой фации беломорского комплекса // Петрология глубокометаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР. 1983. С. 5–26.
2. Король Н.Е. Процессы поздней изофациальной перекристаллизации в гранулит-эндербит-чарнокитовых комплексах Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2011. Вып. 14. С. 8–32.
3. Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (юго-восточная Карелия). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1989. 165 с.
4. Матвеева Л.В., Лобач-Жученко С.Б. и др. Геология неоархейского гранулитового метаморфизма Прионежья // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы конференции. Петрозаводск. 2011. С. 132–134.
5. Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. С. 5–12.

6. Слабунов А.И., Бибилова Е.В., Володичев О.И. U-Pb изотопные возрасты эндербитов и чарнокитов Нотозерского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса Беломорской провинции // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. С. 217–220.
7. Слабунов А.И., Бережная Н.Г., Король Н.Е. и др. Неоархейский онежский гранулитовый комплекс Карельского кратона: особенности состава и новые данные изотопного датирования цирконов // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 336–338.
8. Слабунов А.И., Сибелев О.С. и др. Онежский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс Карельского кратона // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск. 2011. С. 1–17.
9. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. №6. 2006. С. 3–32.
10. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
11. Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.

## ДЛИТЕЛЬНОСТЬ И ФАЗНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ И ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Смолякин В.Ф.

ГГМ РАН, v.smolkin@sgm.ru

На территории Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского щита широко развиты расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-габброноритовой формации палеопротерозойского возраста. Судя по их геологическому положению и результатам изучения изотопных U-Pb, Sm-Nd, Re-Os систем, начатых в 1990–1995 гг., формация состоит из двух разновозрастных групп интрузий: *Кольской* (2525–2485 млн лет) – г. Генеральская, Улитоозерская, Мончеплутон, Федорово-Панский плутон, и более многочисленной *Лапландско-Карельской* (2450–2430 млн лет) – Имандровский комплекс, Олангская группа, Ципринга, Луккулайсвара, Кивакка, Бураковский плутон, Аканваара, Койтелайнен, Пеникат, комплексы Портимо и Койлисмаа, Кеми. Формирование интрузий первой группы предшествовало заложению крупной Печенгско-Варзугской палеорифтогенной системы; внедрение интрузий второй группы происходило позднее на 35–40 млн лет, уже в рифтогенных условиях на фоне интенсивного базальтового и среднекислого вулканизма [15]. Расслоенные интрузии обеих групп могут быть представлены одной или несколькими камерами, которые заполнялись в разное время. Близкими по времени образования ко второй группе являются массивы лерцолит-габброноритов «друзитового» комплекса Западного Беломорья (2460–2430 млн лет), сформированные в условиях активного движения вмещающей рамы. Комагматические дайковые комплексы также образуют две возрастные группы. Более древние комплексы расположены в Северо-Печенгском, Мончегорском и Оленегорском районах Кольского региона, более молодые – в Карелии и в районе Коли-Калтимо Финляндии. Формирование вышеперечисленных магматических комплексов происходило в результате подъема и развития двух мантийных плюмов, пространственно смещенных относительно друг друга [10].

В пределах Лапландско-Кольского гранулитового пояса и Беломорского блока расположены автономные массивы габбро-анортозитов (Пыршин, Колвицкий, Жемчужный, Толстик и др.) с U-Pb возрастом 2462–2444 млн лет, претерпевших тектонический подъем и метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций в период 2437–2405 млн лет [5]. Традиционно они рассматривались вне связи с расслоенными интрузиями. Положение изменилось с получением более древнего U-Pb возраста (2505–2501 млн лет) для Мончетундровского массива [9], пространственно сближенного с Мончеплутоном и отделенного от него мощной тектонической зоной бластокатаклизмов.

### **Проблемы воспроизводимости изотопных данных**

Для оценки воспроизводимости U-Pb данных были выбраны два реперных объекта. Первый – «критический горизонт» г. Нюд Мончеплутона (месторождение Терраса). Для циркона из пегматоидных габброноритов г. Нюд ранее был получен U-Pb возраст  $2504.4 \pm 1.5$  млн лет [13]. Из этих же пород был выделен бадделеит и циркон (Проба М-2), изохронный U-Pb возраст которых  $2500 \pm 5$  млн лет [9]. U-Pb анализ единичных зерен циркона из этой же пробы с использованием  $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  трассера без ионообменной хроматографии и с применением ионообменной хроматографии, дал возраст  $2504 \pm 5$  млн лет [11]. Циркон из дубликата Пробы М-2 проанализирован локальным методом SHRIMP II. Конкордантный его возраст оказался равным  $2500 \pm 11$  млн лет [7].

Второй объект, расположенный в районе устья структурной скв. М-11, характеризует горизонт габброноритов в средней части разреза Мончетундровского массива. U-Pb возраст циркона из этого горизонта равен  $2501 \pm 8$  (Пробы М-16 и М-154) и  $2505 \pm 6$  (Проба М-155) млн лет [9]. U-Pb анализ единичных зерен циркона из пробы М-55 дал возраст  $2504 \pm 7.4$  млн лет [11]. Магматический циркон из повторной пробы, отобранной вблизи Пробы М-54, по данным локального анализа SHRIMP II имеет конкордантный возраст  $2494.6 \pm 7.3$  млн лет, а метаморфический циркон –  $1841 \pm 25$  млн лет [7]. Возраст последнего согласуется с возрастом тектонических движений по Мончетундровскому разлому [12]. Полученные возрастные диапазоны 2500–2505 млн лет для Мончеплутон и 2495–2504 млн лет для Мончетундровского массива не превышают аналитических ошибок определений и свидетельствуют о хорошей сходимости цитируемых данных.

### ***Проблемы длительности***

К настоящему времени только для отдельных расслоенных интрузий (Мончеплутон, Федорово-Панский плутон, Имандровский комплекс и Койтелайнен) и Мончетундровского массива имеются изотопные определения возраста пород, характеризующих их полный разрез. На основе ревизии авторских и опубликованных U-Pb изотопных данных [1–9, 11, 13, 14] выделяются следующие возрастные диапазоны для названных интрузий и продолжительность их формирования (в млн лет): Мончеплутон – 2508–2496 (10–15); Федорово-Панский плутон – 2526–2485 (40–45); Мончетундровский массив – 2521–2467 (55); Имандровский комплекс – 2442–2437 (5–10); Койтелайнен – 2439–2432 (7–10). При определении возрастных диапазонов не учитывались данные по пегматитам метаморфической или неустановленной природы, секущим жильным образованиям и дайкам, и постинтрузивным метасоматическим изменениям, широко развитых в пределах рудных горизонтов, включая платиноносные рифы.

### ***Проблемы фазности***

Мончеплутон, представляя собою уникальный объект для изучения проблемы фазности, состоит из нескольких, пространственно сближенных камер, которые последовательно заполнялись (первоначально северо-восточная, затем субширотная). В его общем разрезе автором выделены 5 мегаритмов, каждый из которых начинается с горизонта, обогащенного оливином. Границы между вторым и третьим, третьим и четвертым мегаритмами проведены по основанию рудного пласта г. Сопча и критического горизонта г. Нюд. В то же время возрастные данные для мегаритмов находятся в узких пределах (2508–2496 млн лет), не превышающих аналитических ошибок. Пульсационное внедрение новых порций магмы происходило еще до полной кристаллизации более раннего мегаритма, что подтверждается данными детальных минералогических и геохимических исследований [9]. Осложняющим фактором являются перемещения горячей кристаллической массы в позднемагматическую стадию, с которыми связаны высокотемпературные пластические деформации оливина и хромита в Дунитовом блоке [9].

Для Бураковского плутон получено ограниченное количество датировок –  $2449 \pm 1.1$  млн лет [13] и от  $2433 \pm 4$  до  $2430 \pm 5$  млн лет [1], однако они характеризуют только габбронориты верхней зоны. В результате анализа геохимических данных сделан вывод, что породы дунит-периодитовой и пироксенитовой зон обоих массивов (камер) – Шалозерско-Бураковского и Аганазерского значительно различаются, тогда как породы габброноритовой зоны этих же массивов близки. По-видимому, камеры на первых этапах заполнялись разными по составу ультраосновными магмами, а на последних они были объединены при внедрении основной магмы.

Федорово-Панский плутон состоит из пространственно сближенных массивов (Федоровых тундр, Западно-Панский и Восточно-Панский), корреляция разрезов которых является предметом многолетних дискуссий. Наиболее полный разрез наблюдается в массиве Федоровых тундр. Для него и для Западно-Панского массива установлены геологические признаки многофазности внедрения, которые подтверждаются изотопными U-Pb и Sm-Nd данными [4, 6, 7, 14]. Анализ изотопных данных позволяет выделить три разновозрастные фазы: I ранняя (2526 млн лет), фрагменты которой обнаружены в виде ксенолитов; II главная (2518–2507 млн лет) и III поздняя (2485 млн лет). Все три фазы проявлены в массиве Федоровых тундр, тогда как в Западно-Панском и Восточно-Панском массивах – только II и III фазы. Средние возраста главных фаз в массиве Федоровых тундр ( $2509 \pm 9$  млн лет, 5 анализов) и Западно-Панском массиве ( $2497 \pm 5$  млн лет, 9 анализов) перекрываются с учетом аналитических ошибок. Поздние околорудные преобразования были в интервале 2470–2447 млн лет.

Для Мончетундровского массива также получены изотопные U-Pb данные [2, 3, 7, 9], которые позволяют выделить три разновозрастные фазы: I ранняя (2521–2516 млн лет); II главная (2508–2502 млн лет) и III поздняя (2476–2467 млн лет). Средний возраст II главной фазы равен  $2505 \pm 6$  млн лет (4 анализа), III поздней фазы –  $2471 \pm 8$  млн лет (4 анализа). Для циркона из пегматитов, имеющих метаморфический генезис, установлен более молодой возраст в пределах 2456–2445 млн лет (среднее  $2451 \pm 4$  млн лет, 3 анализа) [3].



Заслуживает внимание значительное совпадение не только общих возрастных диапазонов для Федорово-Панского плутона и Мончетундровского массива, но и диапазонов отдельных их фаз. Необходимо также отметить, что оба объекта сближает незначительная роль перидотитов, значительный объем габброноритов и габбро-анортоситов, и наличие платиноносных рифов.

*Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН (№ 2 «Рудные месторождения: от генетических моделей к их прогнозу на территории России»).*

## Литература

1. Байи Л., Оже Т., Кошери А., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Ткачев А.В., Черкасов С.В. Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 202–206.
2. Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П. и др. Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 216–222.
3. Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Серов П.А. Структурно-возрастные взаимоотношения трахитоидных габброноритов (II фаза образования) и массивных лейкогаббро (III фаза) массива Мончетундра // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии северо-запада России. Т-ды XXIV Молодежной научной конференции. Апатиты Изд-во К & М. 2013. С. 80–82.
4. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометалльных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // ДАН. 2009. Т. 427. №5. С. 669–673.
5. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортоситов Кольского полуострова // ДАН, 1993. Т.331. № 1. С. 95–98.
6. Ниткина Е.А. Изотопное датирование циркона из пород платиноносного расслоенного Федорово-Панского интрузива (Кольский полуостров) // ДАН. 2006. Т. 408. № 1. С. 87–91.
7. Родионов Н.В., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Смолькин В.Ф., Сергеев С.А. Датирование бадделита и циркона из габбро-норитов раннепротерозойского расслоенного базит-ультрабазитового Мончегорского комплекса, Кольский полуостров: свидетельство синхронного магматизма // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. Школа «Щелочной магматизм Земли». М.: ГЕОХИ РАН. 2014. С. 69–72.
8. Серов П.А., Митрофанов Ф.П. Платиноносный расслоенный Федорово-Панский интрузив (Кольский полуостров): новые Sm-Nd изохроны и изотопно-геохимические данные // ДАН 2005. Т. 403. № 4. С. 1–3.
9. Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н., Баянова Т.Б. и др. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2004. Ч. 2. 177 с.
10. Смолькин В.Ф., Кременецкий А.А., Ветрин В.Р., Тессалина С.П. Модель формирования рудно-магматической системы для расслоенных интрузий палеопротерозоя Балтийского щита // Наука и просвещение. К 250-летию Геологического музея. М.: Наука, 2009. С. 302–316.
11. Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б. Мончеплутон – полигон для изучения петрологии, изотопии и оруденения расслоенных интрузий палеопротерозоя Балтийского щита // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. М-лы научной конференции. М.: ИГЕМ. 2010. С. 375–376.
12. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Беляцкий В.Б., Чистяков А.В., Федотов Ж.А. Время формирования Мончетундровского разлома (Кольский полуостров) по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систематик метаморфических парагенезисов // Геохимия. 2006. № 4. С. 355–364.
13. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. V. 75. P. 31–46.
14. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. Basal Platinum-Group Element mineralizer in the Fedorov Pansky layered mafic intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic geology. 2002. V. 97. P. 1657–1677.
15. Smolkin V.F. The Paleoproterozoic (2.5–1.7 Ga) midcontinent rift system of the northeastern Fennoscandian Shield // Can. J. Earth Sci. Special Publ. 1997. V. 34. P. 426–443.

# ДЕТАЛИЗАЦИЯ ИСТОРИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РОЕВ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК

Степанова А.В.<sup>1</sup>, Сальникова Е.Б.<sup>2</sup>, Самсонов А.В.<sup>3</sup>, Ларионова Ю.О.<sup>3</sup>, Ларионов А.Н.<sup>4</sup>,  
Степанов В.С.<sup>1</sup>, Егорова С.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, [stepanov@krc.karelia.ru](mailto:stepanov@krc.karelia.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

<sup>3</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

<sup>4</sup>Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Рои мафических даек – важный инструмент в понимании эволюции мантийных процессов на протяжении истории Земли, палеоконтинентальных реконструкциях и оценке рудного потенциала крупных магматических провинций. При этом дайки – подводящие каналы базитовых расплавов – имеют ряд преимуществ по сравнению с комагматичными им вулканитами и крупными интрузивами: они сохраняются значительно лучше вулканитов и распространены значительно шире интрузивов. Дайки всегда имеют предпочтительную ориентировку, обусловленную ориентировкой стресс-поля в момент их внедрения, что является одним из критериев разделения разновозрастных роев.

В отсутствие геохронологических данных при расшифровке эволюции основного магматизма используются геолого-стратиграфический и петролого-геохимический подходы. Так, например, каждый из выделяемых в палеопротерозойской истории Карельского кратона периодов: сумий (2.5–2.4 млрд лет), сарилий (2.4–2.3 млрд лет), ятулий (2.3–2.1 млрд лет) и людиковый (2.1–1.92 млрд лет), по мнению большинства исследователей, имеет ярко выраженные особенности состава магматических образований [1]. Сумий характеризуется широким распространением высоко-Mg базитов, включающих расслоенные интрузии, рои даек и вулканиты. Fe-Ti трапповый магматизм типичен для ятулия; этот период характеризуется широким распространением вулканитов, силлов и даек [2–4]. Людиковый объединяет в своем составе высоко-Mg и высоко-Fe базиты. В целом, степень геохронологической изученности базитов российской части кратона невелика, и имеющиеся данные ограничены несколькими опорными датировками для сумия [5, 6] и людиковия [7, 8].

Детальное минералого-петрографическое, геохимическое и изотопно-геохимическое изучение мафических даек в западной и северной Карелии показало широкое разнообразие составов Fe-Ti долеритов, относимых ранее к ятулию. U-Pb (ID TIMS) датирование методом единичных зерен бадделеита из даек позволило установить новые возрастные рубежи формирования базитов в раннем палеопротерозое на Карельском кратоне.

В западной Карелии в районе оз. Куйто изучены мафические дайки контрастного состава, которые образуют несколько разноориентированных роев [9]. Рой даек СВ простирается сложен высоко-Mg (16–18% MgO) габброноритами. Время их кристаллизации составляет  $2450 \pm 12$  млн лет, что является ожидаемым результатом для этих «типично сумийских» пород. Дайки Fe-Ti долеритов северо-западного и субширотного простираения по геохимическим характеристикам – «типично ятулийские» образования, но их возрасты  $2310 \pm 4$  млн лет и  $2404 \pm 4$  млн лет, соответственно, формально не отвечают ятулию и ранее не были известны на Карельском кратоне. Рой даек СЗЗ простирается, сложенный низко-Ti долеритами (континентальными толеитами MORB-типа [10]), датирован и по циркону, и по бадделеиту, его возраст составляет  $2126 \pm 5$  млн лет.

В северной части Карельского кратона в районе оз. Пяозеро изучение мафических даек показало, что низко-Ti габбронориты, диориты и высоко-Ti долериты, контрастно отличающиеся по изотопным и геохимическим характеристикам, по результатам U-Pb датирования бадделеита имеют возрасты, не различимые в пределах погрешности измерений. Возраст геологически самых ранних «типично сумийских» даек низко-Mg габброноритов ( $d_I$ ) с  $\varepsilon_{Nd(2450)} = -1.2$  оценен с большой ошибкой и составляет  $2448 \pm 34$  млн лет. Для двух последующих возрастных групп даек, «типично сумийских» диоритов ( $d_{II}$ ) с  $\varepsilon_{Nd(2450)} = -1.1$  и «типично ятулийских» высоко-Ti долеритов ( $d_{III}$ ) с  $\varepsilon_{Nd(2450)} = +1.6$  фиксируются неразличимо близкие в пределах погрешности возрасты  $2446 \pm 5$  млн лет и  $2456 \pm 5$  млн лет соответственно. Это указывает на принадлежность всех трех геохимических разновидностей даек к сумийской (~2450 млн лет) крупной магматической провинции (LIP) и, в пределах ошибки, совпадает с возрастом даек высоко-Mg габброноритов ( $2450 \pm 12$  млн лет) и расслоенных интрузий [5].

Полученные результаты, с одной стороны, свидетельствуют о существовании нескольких дискретных импульсов формирования Fe-Ti базитов в период 2.4–2.1 млрд лет. С другой стороны, новые геохимические, изотопные и геохронологические данные для базитов сумия свидетельствуют о синхронном формировании контрастно отличных по геохимическим и изотопным характеристикам расплавов, и, следовательно, о том, что в начале раннего PR<sub>1</sub> также как в фанерозое, крупные магматические провинции формировались в очень узком интервале времени с генерацией и высоко-Mg, и высоко-Fe-Ti магм.

Полученные результаты свидетельствуют о существенных ограничениях в использовании геолого-стратиграфического и петролого-геохимического подходов при расшифровке процессов эволюции раннедокембрийского основного магматизма.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ проект 14-05-00432.*

## Литература

1. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб, Наука, 2005. 711 с.
2. Голубев А.И., Иваников В. В., Филиппов Н. Б., Малашин М. В. Карельская трапповая провинция: пример магматической и геодинамической эволюции мантийного плюма в раннем палеопротерозое // Мантийные плюмы и металлогения. 2002. С. 355–359.
3. Малашин М.В., Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс // Вестник СПбГУ, Серия 7, 2003. № 1. С. 3–32.
4. Онежская палеопротерозойская структура. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
5. Amelin Y.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. Vol. 75, № 1–2. P. 31–46.
6. Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schönberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61, № 6. P. 1205–1222.
7. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святонавлоксскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии, Вып. 10, 2007. С. 49–68.
8. Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kröner A., Kulikov V.S., Kulikova V. V., Garbe-Schönberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. to Mineral. Petrol., 1998. Vol. 130, N 2. P. 134–153.
9. Ейн А.С. Дайки базитов Северо-западной Карелии // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, 1984. С. 30–41.
10. Stepanova A.V., Samsonov A. V., Salnikova E.B., Puchtel I.S., Larionova Y.O., Larionov A.N., Stepanov V.S., Shapovalov Y.B., Egorova S. V. Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, geochronology, and tectonic setting // J. Petrol. 2014. Vol. 55, N 9. P. 1719–1751.

## СТРУКТУРНЫЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЕК ГАББРО-НОРИТОВ РАЙОНА СЕЛА ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Травин В.В.

*Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, travib@krc.karelia.ru*

В отличие от большей части Беломорского подвижного пояса, в районе села Гридино, расположенного на Карельском берегу Белого моря, широко распространены дайки габбро-норитов комплекса лерцолитов-габбро-норитов [1] с возрастом около 2.4 млрд лет [2]. Среди них – недеформированные и деформированные разновидности.

Недеформированные дайки секут полосчатость вмещающих гнейсов и заключенные в них тела базитов и ультрабазитов (обломки меланжа по [3]), характеризуются типичной плоской дайковой формой, зонами закалки, иногда апофизами. Они сложены в основном габбро-норитами с порфировыми (маломощные дайки и зоны закалки крупных даек) и апомагматическими коронитовыми (друзитовыми) структурами. Магматические зерна  $Sr_{x_1}$ ,  $Or_{x_1}$  (символы минералов по [4]) идиоморфные, часто сохраняют зональное строение. Идиоморфные зерна  $Ol$  полностью либо по периферии замещены  $Or_{x_2}$ . На границах первично-магматических зерен основного  $Pl_1$  (как правило замещенных мелкозернистым агрегатом более кислого  $Pl_2$  (20–40%  $An$ )) и темноцветных минералов развиты каймы, представленные агрегатами и зернами  $Grt$ ,  $Sr_{x_2}$  (в том числе  $Omp$ ),  $Or_{x_2}$ ,  $Amf_2$ .

Интенсивные деформации даек в многочисленных в районе вертикальных пластических зонах сдвига привели к будинированию даек и эклогитизации габбро-норитов, выразившейся в их перекристаллизации с образованием метаморфических пород с деформационной линейностью и/или сланцеватостью, сложенных минералами равновесного парагенезиса  $Sr_{x_1}(Omp, Na-Aug) + Grt + Pl + Amf(Prg, Ed, Mg-Hbl) \pm Or_{x_1}$ . При этом в гнейсах сформировалась полосчатость, конформная контактам будин даек (секущие соотношения даек с полосчатостью гнейсов были стерты).

Процессы образования друзитовых структур в габбро-норитах недеформированных даек и равновесных эклогитизированных пород по габбро-норитам даек, деформированных в вертикальных пластических зонах сдвига, известны как доменная и деформационная формы эклогитизации [5], происходящие, соответственно, в статических и деформационных условиях. Геологические [6] и изотопно-геохронологические [7] данные свидетельствуют о свекофеннском (1.9 млрд лет) возрасте вертикальных пластических зон сдвига, с которыми связана эклогитизация базитов.

Среди даек габбро-норитов есть разновидности с интенсивно деформированными контактами, но сохраняющие в целом плоскую форму, а также магматические структуры и минералы пород. Среди них дайка, прорывающая полосчатые гнейсы в восточной части острова Избная Луда.

Дайка имеет мощность до 25 м, хорошо выраженные зоны закалки мощностью около 2 м. Восточный ее контакт в северной, береговой, части острова (на протяжении примерно 30 м) – секущий по отношению к полосчатости вмещающих гнейсов; в породах эндоконтактной зоны присутствуют угловатые ксенолиты гнейсов. Южнее восточный контакт имеет сложную (cusped-lobate folds [8] или аркадную [9]) форму и изогнутые апофизы. Западный контакт дайки имеет сложную форму на всем доступном для наблюдения его протяжении. Полосчатость вмещающих гнейсов конформна сложным контактам дайки.

Габбро-нориты зон закалки имеют слабо измененную мелкозернистую офитовую структуру с идиоморфными таблитчатыми первично-магматическими порфиловыми зернами  $\text{Orx}_1$ , разделенными ксеноморфнозернистым  $\text{Pl-Grt-Orx-Crx}$  агрегатом со вторичными  $\text{Grt}$ ,  $\text{Bt}$ ,  $\text{Amf}$ . Габбро-нориты центральной части дайки – друзиты, аналогичные друзитам недеформированных даек.

Простая форма недеформированных даек габбро-норитов района указывает на то, что дайки внедрялись по хрупким разрывам.

Сохранившиеся в восточном контакте рассмотренной дайки о-ва Избная Луда «нормальные дайковые» соотношения с вмещающими гнейсами свидетельствуют о том, что и она внедрялась по хрупкому разрыву и первоначально имела контакты простой формы. Сложная форма контактов дайки и конформная им полосчатость вмещающих гнейсов – признаки интенсивных синметаморфических деформаций в условиях формирования типоморфной для амфиболитовой фации полосчатости гнейсов. Именно в результате деформаций в условиях высокотемпературного метаморфизма в гнейсах образуется полосчатость, конформная поверхностям тел, сложенных более вязкими (компетентными) базитами [10]. Аркадная форма контакта дайки и вмещающих гнейсов свидетельствует о незначительно большей (относительно «гнейсового матрикса») вязкости пород дайки во время их совместных деформаций [8]. «Несоответствие» между сложной деформационной формой дайки и магматическими, без признаков деформаций, структурами слагающих ее пород, объясняется тем, что деформацию испытал остывающий вязкий расплав еще до полной его кристаллизации. Образование коронитовых структур произошло в статических условиях в ходе свекофеннского метаморфизма.

Различие характера структурно-метаморфической переработки даек габбро-норитов в районе с. Гридино, по-видимому, обусловлено неоднородностью деформаций метаморфизируемой коры на стадии формирования комплекса лерцолитов-габбро-норитов и в ходе свекофеннского орогенеза.

## Литература

1. Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Доклады Северной Карелии. Петрозаводск: Кар ФАН СССР, 1990. С. 78–101.
2. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.
3. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н., Кузнецов Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
4. Kretz R. Symbols for Rock-Forming Minerals // Am. Mineral. 1983. Vol. 68, p. 277–279.
5. Rubie D. C. Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites // Eclogite facies rocks. Ed. D.A. Carswell. Glasgow: Blackie. 1990. P. 111–140.
6. Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, western Belomorie // Petrology. 2009. V. 17. P. 684–706.
7. Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б., Скублов С.Г., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте (U–Pb, Sm–Nd) и P–T-параметрах эклогитизации даек Fe-габбро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Доклады РАН. 2012. Т. 444. № 6. С. 644–649.
8. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol.2. Folds and fractures. London: Acad.Press, 1987. P. 309–700.
9. Сомин М.Л. Структуры аркадного типа в складчатых поясах // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Мат-лы XXXVI Тект. Сессии. М.: ГЕОС, 2000. С. 497–500.
10. Травин В.В. Структурный парагенез синскладчатого высокотемпературного регионального метаморфизма // Геотектоника. 1992. № 2. С. 22–29.

## ШУНГИТОНОСНЫЕ МЕТАФЛЮИДОЛИТЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Филиппов М.М.<sup>1</sup>, Дейнес Ю.Е.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, [filipov@krc.karelia.ru](mailto:filipov@krc.karelia.ru)

В ряде случаев форму проявления, состав и геохимические характеристики высокоуглеродистых (шунгитоносных) пород палеопротерозоя Онежской структуры не удается объяснить в рамках традиционного осадочного литогенеза. К настоящему времени изучены признаки первичного коллоидного состояния минерального и шунгитового вещества максовитов и шунгитов, особенности катагенеза органо-минеральных комплексов, теоретически обоснована возможность развития купольных структур по горизонтам сапропелитов, текстурные, структурные признаки, интерпретируемые как следствие формирования складок нагнетания и полидиапировых внутренних структур, а также литохимические, геохимические и геофизические признаки. На участке Тетюгино (Толвуйская синклиналь) выявлено купольное тело (Мельничная залежь), которое в отличие от хорошо изученного Максовского месторождения не выходит под четвертичные отложения, т.е. не подвержено эрозии. Тело максовитов подсечено двумя скважинами, и в породах выявлены все отмеченные для Максовской залежи признаки складки нагнетания по органо-глинистым и органо-кремнистым сапропелевым отложениям. Подтверждением диапировой природы купольных структур явилось открытие на участке локальной (надкупольной) тектоники – системы разломов в перекрывающих протерозойских породах [3]. Интересной особенностью участка является то, что здесь выявлены ранее не описанные брекчии, в которых обломки вмещающих пород сцементированы органо-кремнистым веществом и антраксолитом. Подобные брекчии встречаются на участке также в виде локальных субпластовых тел. Такие примеры проявления необычных шунгитоносных пород, не имеющих признаков осадочного литогенеза, вероятно, можно отнести к флюидолитам.

Существующие представления об осадочном литогенезе за счет восходящих флюидных потоков различного состава, следствием чего являются необычные породы для конкретной осадочной толщи, приведены в обзоре Я.Э. Юдовича [5].

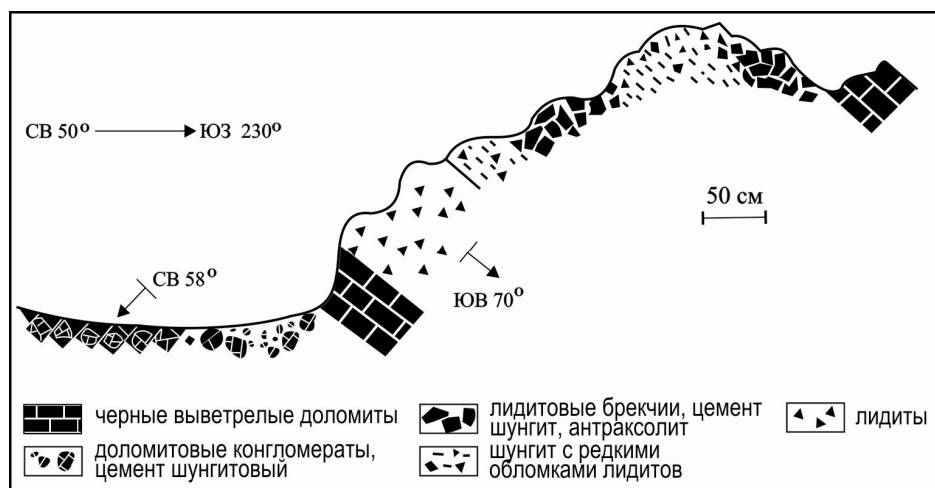
На участке Тетюгино установлены уступы рельефа высотой до 1,5 м, имеющие разную длину и направление и расположенные на разных гипсометрических отметках. На северо-востоке участка купольная структура трассируется короткими уступами, с меняющимися азимутами простирания. Уступы сложены лидитами и доломитами, в том числе сильно брекчированными, а также инъекционными метасапропелитами.

В канаве № 1 (рис.) в нижней части уступа (интервал 0,0–2,0 м) выходят интенсивно брекчированные черные рыхлые доломиты с сохранившимися от выветривания округлыми останцами (простирание слоя северо-запад 330°, падение северо-восток 58°) [2]; затем «конгломераты» черных доломитов, сцементированные «шунгитом» (термины В.И. Горлова) и антраксолитом, с бороздами скольжения (2,0–2,5 м); лидиты черные, афанитовые, с раковистым изломом (2,5–3,7 м), контакт с доломитами резкий; брекчии лидита иногда с обильным цементом, представленным органо-минеральным веществом и антраксолитом (3,7–6,4 м); темно-серые доломиты, неслоистые, среднезернистые, трещиноватые (6,4–7,35 м). В нижней части канавы будина доломита размером 20×20 см, в верхней части – 30×50 см, разбиты трещинами. В лидите встречаются овальные обособления того же состава размером 5–10 см. Брекчии лидитов, состоят из остроугольных обломков, смещенных от своего первоначального положения на некоторое расстояние и частично развернутых вокруг своей оси, что указывает на движение цементирующего флюида. Первая фаза цементации представлена органо-минеральным веществом, близким по облику к максовитам, вторая – антраксолитом, заполняющим трещины в основном цементе. Подобные брекчии были встречены также в скв. 19 на глубине 11,6–22,1 м и в скв. 12 на 19–20 м. В брекчиях вдоль стенок относительно крупных трещин обломки вмещающей породы, смещены от своего первоначального положения и развернуты вокруг оси, что указывает на движение флюида под давлением. По краям обломков известняка повсеместно выявлены пограничные области пропитки породы битумом, что указывает на повышенное давление флюида во время заполнения трещин углеводородами.

Связь брекчирования перекрывающих купол пород с развитием диапировой структуры подтверждается тем, что интенсивность процесса затухает по мере удаления от центра купола. Вероятно, брекчии второго типа развивались лишь вблизи локальных разломов, образующихся в покрове при механическом воздействии купола или под влиянием повышенного давления. О влиянии давления свидетельствуют также псевдобрекчии максовитов с признаками внедрения органо-минерального вещества в седьмой и восьмой шунгитоносные горизонты.

Наиболее крупная инъекция органо-минерального вещества имеет длину 21,5 м и видимую мощность 13 м. Поверхность метасапропелитов инъекции обохрена, цвет желтый, буро-ржавый; на ней хорошо заметны трещины отдельности. В средней части расчистки породы массивные с признаками развития складок течения и явно выраженными границами, отделяющими, вероятно, разные порции поступления вещества. Обычно на

поверхности видны выпуклые кварцевые прожилки, образующие сложную сеть без видимой ориентации. В матрице инъекции встречаются угловатые включения лидита и округлые – доломита разного размера. Иногда на поверхности встречаются плавные углубления от удаленных при выветривании шарообразных включений доломита, а также угловатые выступы и углубления от обломков лидита. В центре расчистки встречена протяженная будина доломита размером 2,8×1,4 м. На контакте с метасапропелитом доломит рассланцован, как правило, рыхлый, имеет яркий желтый цвет. Доломит вне контактов черный, рыхлый, разбит на фрагменты разного размера. Азимуты простирания плоскостей отдельности 310–330°. В крупном включении лидита плоскость отдельности имеет простирание 310°, азимут падения 220°, угол 80°. Сверху и снизу расчистки есть участки с хорошо выраженными трещинами кливажа, азимут простирания которых 340° и углы, близкие к вертикальным.



Зарисовка канавы № 1 [2]

Текстура инъекционных метасапропелитов брекчиевидная. Трещины, по-видимому, образованы в процессе дегидратации минерального и дегидрогенизации органического вещества, т. е. это трещины синерезиса. В центре расчистки они имеют разное направление, а в краевых частях – субпараллельное контактам с вмещающими породами. Края трещин, как правило, четкие, в жильном материале отсутствует миграционное органическое вещество.

На микроуровне инъекционные метасапропелиты содержат относительно крупные угловатые, чаще округлые включения органо-минерального вещества, отличающегося от основной массы составом, текстурой и структурой, но не минеральным составом. Во включениях чаще, чем в матрице, видны метаколлоидные структуры, а также зональные миндалины, заполненные минеральным и шунгитовым веществом. Включения, как правило, фрагментированы. В миндалинах присутствуют признаки разделения сложной флюидной фазы на органическое и глинистое вещество.

В составе минеральной части инъекционных метасапропелитов основным является кварц – наиболее часто округлые выделения без признаков кристаллизации. Иногда они сгущаются в агломераты, в которых, правда, остаются изолированными друг от друга шунгитовым веществом. Вторым по значимости минералом матрицы является слюда, часто встречается полевой шпат, апатит, обычно присутствует пирит, который в ряде случаев замещается ярозитом, образующим внешние каймы; более редко – монацит и золото. В матрице метасапропелита имеются поры самого разного размера, в том числе образованные при выщелачивании пирита.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  инъекций метасапропелитов участка Тетюгино колеблется: от –36,5 до –36,9‰, среднее по 10 образцам –36,7‰, т. е. разные порции вещества имели один источник [4];  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  вмещающих инъекции лидитов и доломитов восьмого шунгитоносного горизонта соответственно равен –32,7‰ и –33,6‰ [6]. Цемент брекчий лидитов имеет  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  –36,62‰ [7]. Таким образом, инъекции метасапропелитов в расчистках и цемент брекчий также имеют один источник. Данные о распределении изотопного состава углерода свидетельствуют о том, что в апикальной части Мельничного купола  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  метасапропелитов могло быть в диапазоне –36÷–37‰, т. е. он мог быть источником инъекций.

Итак, для шунгитоносных пород купольных структур, а также инъекционных метасапропелитов характерна специфичная форма тел, нарушающая стратификацию осадков, текстура и структура пород, отличающаяся от типичных осадочных образований, минеральный состав ксенолитов и основной массы, признаки интеграции и дезинтеграции минеральных фаз и агрегатов, состав и геохимические особенности, резко отличающие их от вмещающих пород, наоборот, близость состава с подстилающими комплексами, следы воздействия флюидов на вмещающие породы, связь с тектоническими нарушениями, т. е. все основные признаки, которые позволяют отнести такие породы к типичным флюидолитам [1].

## Литература

1. Белевицкая Г.А. Флюидное направление литологии: состояние, объекты, задачи // Уч. Зап. Казанского ун-та. Ест. науки. 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 97–113.
2. Горлов В.И., Калинин Ю.К., Иванова И.Е. Разработка технологии и геологическое изучение шунгитовых пород как комплексного сырья. Петрозаводск. 1967. Фонды КарНЦ РАН. 243 с.
3. Филиппов М.М., Дейнес Ю.Е. Традиционные и эвристические подходы к интерпретации геолого-геофизических материалов на перспективном для открытия месторождения максовитов участке Толвуйской синклинали // Уч. Зап. ПетрГУ. Сер.: Ест. технич. науки. 2012. № 2. С. 49–56.
4. Филиппов М.М., Увакина М.В., Лохов К.И. Источники вещества инъекций метасапелитов участка Тетютино // Мат. IV Российского совещания «Органическая минералогия». Черноголовка. 2013. С. 169–171.
5. Юдович Я.Э. Флюидное минералообразование – альтернатива литогенезу? Обзор // Уральский геологический журнал. 2009. № 4 (70). С. 31–80.
6. Melezhik V.A., Fallick A.E., Filippov M.M. et al. Karelian shungite – an indication of 2.0-Ga-old metamorphosed oil-shale and generation of petroleum: geology, lithology and geochemistry // Earth Science Reviews. 1999. V. 47. P. 1–40.
7. Qu Y., Črne A.E., Lepand A. et al. Methanotrophy in a Paleoproterozoic oil field ecosystem, Zaonega Formation, Karelia, Russia // Geobiology. 2012. V. 10. P. 467–478.

## ОСОБЕННОСТИ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАСОМАТОЗА В КИЙОСТРОВСКОМ РАССЛОЕННОМ МАССИВЕ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Ходоревская Л.И., Варламов Д.А.

Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук,  
г. Черноголовка, Московская область, Россия; khodorevskaya@mail.ru; dima@iem.ac.ru

Расслоенный перидотит-габброанортозитовый массив на о. Кий в южной части Онежской губы Белого моря является самым южным среди многочисленных мафит-ультрамафитовых комплексов в Беломорском докембрийском подвижном поясе (БПП) [1]. Возраст массива – 2437 млн лет [2]. Мафит-ультрамафиты представлены в различной степени метаморфизованными коронитовыми метагаббро, ультрабазитами, амфиболитами. К наименее измененным образцам можно отнести амфиболизированное габбро. По петрографии и химизму они определяются как меланобазиты (железистость  $f = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO}) = 0.23\text{--}0.27$ ) с пониженными относительно средних [3] содержаниями Fe и Ti. В породе сохраняются крупные ортопироксены, размерами порой превышающие 1 мм, ( $f = 0.23\text{--}0.24$ ,  $\text{Al} = 0.06\text{--}0.08$  ф.ед.), ламели не наблюдаются. Редкие клинопироксены представлены авгитом с  $f = 0.06\text{--}0.12$  и с низким содержанием жадеитового минала ( $X_{\text{Jd}} = 0.5\text{--}2.0$ ). Цепочки кристаллов гранатов располагаются по краям плагиоклазов, формируя типичные коронарные структуры. Гранаты зональные: от центра к краям происходит изменение состава от  $\text{Gr}_{15}\text{Alm}_{30}\text{Prp}_{44}$  до  $\text{Gr}_{16}\text{Alm}_{33}\text{Prp}_{39}$ . Состав плагиоклаза меняется от  $\text{An}_{77}$  до  $\text{An}_{50}$ . Появление более кислого плагиоклаза, чем исходный  $\text{An}_{75\text{--}85}$ , свидетельствует об образовании *Grt* и *Cpx* за счет участия анортитовой составляющей.

Крупные кристаллы амфибола *Hbl*, представленные магниевой роговой обманкой (*Mg-Hbl*) с  $f = 0.05\text{--}0.10$ , как правило, располагаются между пироксенами с одной стороны и гранатами с другой, т. е., на первый взгляд кажется, что амфиболы участвуют в формировании корон согласно реакции:  $\text{Opx} + \text{An}_{75\text{--}85} \pm \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Hbl} + \text{An}_{50\text{--}60}$ .

Р-Т параметры начала процесса друзитизации габбро (центральные зоны *Grt* + *Opx* + *Pl*), определенные по *Grt-Opx-Pl-Qtz* термобарометру [4, 5] составляют 8–9 кбар и 770–800 °С. *Grt-Hbl* термометр [6] не дает столь высоких температур, что, возможно связано с нарастающей амфиболизацией пород на ретроградной стадии, затухающей составы минералов на пике метаморфизма. Поэтому, несмотря на то, что амфибол занимает закономерное положение в каймах корон, он, вероятнее всего, образовывался не при друзитизации, а является все же более поздним. Р-Т параметры заключительного этапа друзитизации, определенные по составам минералов в непосредственном контакте *Grt-Hbl-Pl*, составляют 600–650 °С и 6–7 кбар [6, 7]. Гранаты и пироксены разбиты многочисленными трещинами, содержат огромное количество включений, среди которых также встречается амфибол, по составу не отличающийся от амфибола в составе корон. Помимо амфибола во включениях отмечены кварц, силлиманит/кианит (только в гранате), очень редко – апатит, в котором содержание хлора достигает 0,8 мас.% при формуле  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{Cl}_{0.1}\text{OH}_{0.9})$ .

Более измененные породы по сравнению с амфиболизированными габбро представлены амфиболитами. В них не сохраняется ортопироксен и гранат, иногда встречаются отдельные редкие зерна авгита ( $X_{\text{Jd}} = 2\text{--}3$  мол.%,  $f = 0.15\text{--}0.20$ ). Несколько более железистый, нежели чем в друзитах, *Mg-Hbl* ( $f = 0.20\text{--}0.25$ ) также яв-

ляется основным минералом. В породах отмечен плагиоклаз  $An_{60-80}$ , редкий кварц. Температура, оцененная по  $Hbl-Pl-Qtz$  [7], составляет 730–760 °С и является одинаковой как для включений плагиоклаза в амфиболе, так и для этих минералов в матрице.

В мафит-ультрамафитах Кийостровского массива отмечается огромное количество метасоматитов. В южной и северной части острова это протяженные мигматиты переменной мощности, развитые по простиранию массива (рис.1). Появление данных мигматитов скорее всего связано с разгрузкой поступающих флюид-расплавов по плоскостям расслоенности массива. Это утверждение доказывается достаточно резкими контактами мигматитов и вмещающих пород без следов частичного плавления последних. Мощность мигматитовых прослоев достигает 5–10 м. В северной части острова изредка в амфиболитах отмечены проявления процессов корундизации (кристаллы рубина до  $2 \times 2 \times 0,3$  см), плоские кристаллы корунда прорастаются зернами кианита, отмечены небольшие линзы зеленого клиноцоизита.

Вдоль северо-западных зон сланцеватости в амфиболизированных метагаббро залегают послойные меланократовые жилы, ширина которых достигает 2 м (рис. 2). Центральная часть жил представлена гранатом, зальбанды выполнены амфиболом. Зональное строение и минеральный состав позволяют с большой долей уверенности отнести данные меланократовые жилы к встречающимся в Беломорском поясе базификатам, образование которых связано с выносом Fe-Mg-Ca из зон гранитизации.



Рис.1. Мигматитовые прослои в метагаббро

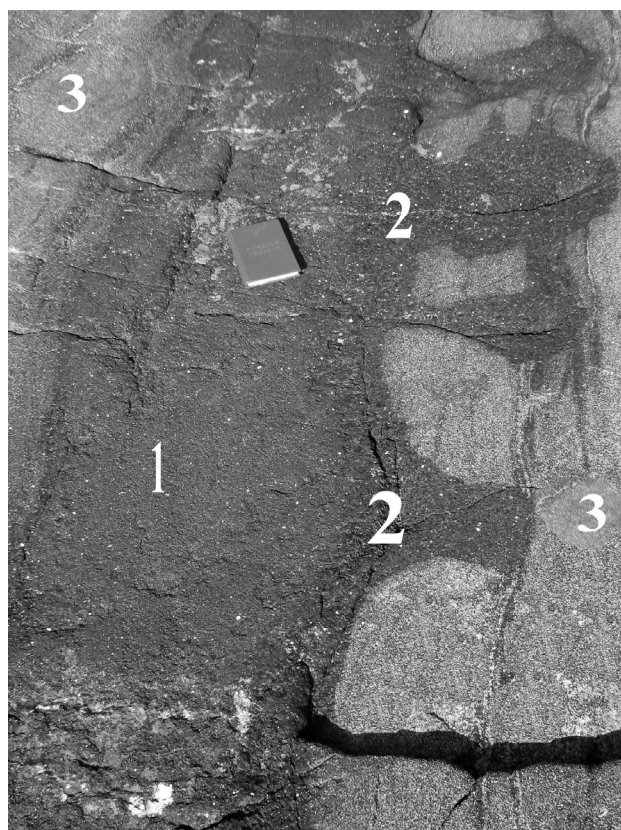


Рис.2. Меланократовые жилы в метагаббро: зона граната (1); горнблендита (2); вмещающие породы (3).

1. Соотношение  $(Na+K)a - \text{железистость } (f)$  в амфиболах:  
1 – из вмещающих пород; 2 – из меланократовых жил

Составы гранатов из жил отличаются от коронарных гранатов вмещающих пород более высоким содержанием альмандинового и гроссулярового миналов, что является типичным для базификатных жил [8, 9]. От центра к краям их состав меняется от  $Grs_{29}Alm_{48}Prp_{14}$  до  $Grs_{26}Alm_{51}Prp_{16}$ , т. е. несколько обедняется кальцием. Это связано с образованием сфена на ретроградном этапе в условиях увеличения  $a_{H_2O}$  за счет реакции:  $3Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 5TiO_2 + 2SiO_2 + H_2O = 2Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH) + 5CaTiSiO_5$ . Многочисленные кристаллы сфена фиксируются в виде включений как в гранатах, так и в амфиболах, иногда сфен формирует целые цепочки зерен в матрице породы. Помимо сфена в жилах отмечается большое количество ильменита, рутила, встречается кварц, кианит.



Крупные кристаллы бурого амфибола замещают гранаты. Кроме того, *Hbl* отмечен в виде включений в гранатах, от очень мелких до крупных, до 500 мкм, по составу амфиболы не отличаются – это в основном чермакиты, т. е.  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} < 0.50$ ,  $f = 0.4-0.5$ , без хлора. Апатит, также как и сфен, отмечен как на краях *Grt*, так и в виде включений в него, все зерна апатита содержат переменное количество хлора, максимальное его содержание фиксируется во включениях *Ap* в *Grt* и достигает 0.72 мас. %.

*Grt-Hbl* термометрия жил с использованием включений *Hbl* в центральных частях гранатов [6] дала температуры 750–770 °С. По составам ретроградных краевых частей гранатовых зерен и контактирующих амфиболов, получены значения *T* около 640 °С.

Таким образом, максимальная температура (750–770 °С) формирования меланократовых жил на о-ве Кий совпадает с температурой начала метаморфизма вмещающих пород 780–800 °С. Практически полное отсутствие плагиоклаза в жилах не позволяет корректно оценить давление, однако можно предполагать, что формирование жил проходило при давлениях, не сильно отличающихся от  $P = 8-9$  кбар, т. е. тех же давлений, которые определяли начало метаморфических преобразований мафит-ультрамафитов. Эти параметры близки к параметрам пика свекофеннского гранулитового метаморфизма Беломорского пояса.

Петрографическое изучение показало, что и минералы вмещающих пород, в частности гранаты, и гранаты из меланократовых жил разбиты трещинами и содержат многочисленные включения *Hbl*, *Zo*, *Ap*, *Chl*, *Qtz*, т.е. эксгумация массива проходила в условиях активного взаимодействия флюидной фазы с вмещающими породами на всем протяжении ретроградной стадии.

Обычно вынос элементов, формирующих меланократовые жилы в амфиболитах и метагаббро, происходит в непосредственном контакте с областями их гранитизации или чарнокитизации. Однако в данном случае, меланократовые жилы удалены от зон мигматизации пород и пегматитообразования, т.е. являются «автономными». Их появление могло быть связано с флюидной фазой, из которой произошло осаждение алюмосиликатной составляющей в областях расслоенности массива (рис. 1). Во всяком случае, флюид, участвующий в формировании жил, не содержал значимых концентраций (активностей) хлоридов Na и K. Об этом свидетельствует практически полное отсутствие кислого плагиоклаза в гранатитах и невысокое содержание щелочей в амфиболах. В то же время высокие концентрации хлора в апатите из включений в гранатах свидетельствуют о том, что фугитивность HCl в момент формирования жил была высока [10], т. е., транспорт элементов при формировании жил в значительной степени осуществлялся хлоридными флюидами. Наши экспериментальные исследования показывают, что при взаимодействии амфиболов с растворами, содержащими высокие концентрации HCl, большинство элементов переходит в раствор, а Ti, Al, Si переосаждаются в виде оксидов. Вполне вероятно, что включения  $\text{TiO}_2$ , кианита, кварца в гранатах из жил как раз и свидетельствует о присутствии высококислотного флюида в начальный этап высокотемпературного метасоматоза. Ни в одном из минералов ретроградной стадии хлор отмечен не был. Появление водосодержащих минералов, таких как эпидот, хлорит, свидетельствует об увеличении  $a_{\text{H}_2\text{O}}$  на ретроградной стадии.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00272 А*

## Литература

- Куликов В.С., Куликова В.В. К геологии Кийостровского архипелага Белого моря // Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии, Петрозаводск: КНЦ РАН, 1990. С. 3–6.
- Слабунов А.И., Куликова В.В., Степанов В.С., Куликов В.С., Матуков Д.И., Кевлич В.И. U-Pb геохронология (данные ионного микрозонда SHRIMP-II) цирконов Кийостровского расслоенного массива Беломорского подвижного пояса и корреляция палеопротерозойского магматизма юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 281–286.
- Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск. Академ. Изд-во «Гео», 2005. 342 с.
- Fonarev V.I., Grahchikov A.A., Konilov A.N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // International Geology Review, 1991. V. 33. N8. P. 743–783.
- Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. Экспериментальные исследования равновесий с минералами переменного состава и геологическая термобарометрия // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука. 1994. С. 323–355.
- Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V. Experimental study of mineral equilibria in the system garnet-orthopyroxene-amphibole Inter. // Geol. Rev. 1990. N 5. P. 486–507.
- Blundy, J. D., Holland, T. J. B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V.104. P. 208–224
- Ходоревская Л.И. Минеральный состав и P-T условия образования Ca-Mg-Fe метасоматитов в основных гранулитах (Порья губа, Беломорье): доказательства сингенетичности процессов гранитизации и базификации // Докл.РАН. 2010. Т. 432/ № 3. С. 392–395.
- Ходоревская Л.И. Метаморфизм и метасоматоз гранулитовой фации в габбро-анортозитах Колвицкого массива, Кольский полуостров // Геохимия. 2012. № 1. С. 1–18.
- Коржинский М.А. Апатитовый твердый раствор как индикатор летучести HClO и HFo в гидротермальном флюиде // Геохимия. 1981. № 5. С. 689–706.

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ МЕЗО- К НЕОАРХЕЮ

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А.

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, <vpchekulaev@mail.ru>*

В ходе многолетних исследований архейской части Балтийского щита предлагались разные модели формирования коры в соответствии с тенденциями мировой геологической науки. При этом всегда выделялись различающиеся по строению три крупные провинции: Кольско-Норвежская (гранулит-зеленокаменная область), Беломорская (Беломорский складчатый пояс) и Карельская (Карельская гранит-зеленокаменная область). Геохронологические и изотопно-геохимические исследования последних десятилетий показали, что наиболее широко архейские образования представлены в пределах Карельской провинции, где они присутствуют в возрастном диапазоне от 3240 до 2650 млн лет, т. е. от палеоархея до границы архея и палеопротерозоя. Главной чертой строения Карельской провинции является его гетерогенность, выраженная присутствием фрагментов коры (доменов или субпровинций) различающихся прежде всего временем формирования слагающих их комплексов пород: Водлозерского, Центральнокарельского и Западнокарельского [3].

Подобная неоднородность коры Карельской провинции представляет интерес с позиции рассмотрения процессов ее формирования при переходе от мезо- к неоархею. Характер такой границы является одним из актуальных вопросов современной геологии при палеогеодинамических реконструкциях условий формирования континентальной коры на ранних стадиях развития Земли, т. е. вопросов, связанных с проблемой геодинамических режимов в раннем докембрии. В настоящее время обсуждаются различные модели формирования древних континентальных ядер щитов, сложенных породами ТТГ формации и зеленокаменными поясами. Одна из них предполагает, что основным механизмом их проявления в палео- и мезоархее являлись плюмы, а плейт-тектоника начала действовать, начиная с позднего неоархея, другая – что переход от тектоники плюмов к плейт-тектонике не являлся глобальным событием, а происходил не одновременно в разных местах. Наконец, имеется представление, что плейт-тектонический механизм включился только в неопротерозое

Не кажется однозначной и интерпретация архейских зеленокаменных поясов. Областями широкого их развития являются Кольско-Норвежская и Карельская провинции Балтийского щита, провинции Сьюперии на Канадском щите, Йилгарн в Австралии. Архейским зеленокаменным ассоциациям в основном приписывается субдукционное происхождение, однако они также рассматриваются как офиолитовые (провинция Абитибби), рифтогенные образования (пояса блока Йилгарн в Австралии), комплексы, возникшие в мелководных бассейнах, (формация Хамерсли в Зап. Австралии), или как результат совместного действия плюмов и плейт-тектоники (зеленокаменные пояса провинции Сьюперии).

Крупнейшим и наиболее хорошо изученным фрагментом палео-мезоархейской коры Балтийского щита является Водлозерский домен [3, 4] с широким развитием пород, имеющих возраст цирконов более 3,0 млрд лет и неодимовый модельный возраст  $T(DM)_{Nd}$  в интервале 3,3–3,4 млрд лет. Хорошая изученность Водлозерского домена позволила проследить его эволюцию на протяжении более 600 млн лет от образования ТТГ пород с возрастом более 3,1 млрд лет и вулканитов зеленокаменных поясов с возрастом 2,9–3,02 млрд лет, и заканчивая образованием плагиомикроклиновых гранитов с возрастом 2,70–2,68 млрд лет [1].

В результате исследований Водлозерского домена, проведенных в последнее время, в отличие от имеющихся плейттектонических представлений обоснована плюмовая модель образования архейских магматических комплексов в мезоархее [2, 1]. Данный вывод основан на следующих важных моментах: (1) Значительный (более 100 млн лет) интервал времени между формированием тоналит-трондьемитов основания и вулканитов зеленокаменных поясов. (2) Присутствие в породах основания даек основного и среднего состава, по возрасту и составу аналогичных базальтам и андезитам зеленокаменных поясов. (3) Отсутствие петрогенетической связи между вулканитами поясов и ТТГ-породами, т.к. модельные расчеты показали, что ТТ-расплавы не могли быть выплавлены из метабазитов состава базальтов поясов, а их источнику больше соответствуют базиты нижней коры. (4) Коматииты и базальты зеленокаменных поясов по составу отличаются от вулканитов современных островных дуг и базальтов MORB, а соответствуют таковым океанических плато. (5) Базит-ультрабазитовые породы образовались в результате плавления нижнекоровых амфиболитов и мантийных источников, требующего дополнительного источника тепла. (6) Вулканиты среднего и кислого состава, участвующие в строении поясов, существенно отличаются по составу как от фанерозойских адакитов, так и от вулканитов островных и континентальных дуг.

Западнокарельский домен представлен ТТГ и вулканитами зеленокаменных поясов центральной и восточной Финляндии (пояса Кухмо, Суомуссалми и Типасъярви) и западной Карелии (Костомукшский пояс). В отличие от Водлозерского домена возраст ТТГ и вулканитов Западнокарельского домена не превышает

2,85 млрд лет [7, 4], а возраст вулканитов среднего и кислого состава составляет около 2,8 млрд лет, т. е. соответствует границе мезо- и неогархея. При этом модельный возраст  $T(DM)_{Nd}$  не превышает 2,95–3,0 млрд лет [8]. Исключение составляют единичные более древние значения возраста вулканитов пояса Пудасъярви.

Согласно последним данным особый интерес представляет Центральнокарельский домен, который занимает западную часть республики Карелия, а также район Иломанси в Восточной Финляндии. При этом восточная и западная границы домена фиксируются достаточно четко и маркируются структурами, сложенными супракрустальными породами (Иломанси, Большезеро, Челмозеро на западе и Гимольская и Мегриярви на востоке), а также приуроченностью к ним субщелочных интрузий. На севере граница домена с мезогархейскими образованиями Северо-Карельской гранит-зеленокаменной системы остается неясной, с одной стороны, вероятно, из-за недостатка геохронологических и Nd изотопных данных, а с другой из-за ее размытости.

Имеющиеся данные по геологии, составу и возрасту пород домена показали их заметное отличие от пород, развитых в прилегающих частях соседних Водлозерского и Западнокарельского доменов, что предполагает отличие процессов формирования коры.

Главным отличием является то, что Центральнокарельский домен сложен преимущественно гранитоидными и подчиненными супракрустальными породами, возраст которых по циркону не превышает 2,75 млрд лет, а значения  $T(DM)_{Nd}$  2,9 млрд лет [7, 8, 4, 5], т. е. кора домена на уровне современного среза сформирована в неогархее. В составе супракрустальных комплексов преобладают метавулканиты среднего и кислого состава и метаосадочные породы. Метаосадки с возрастом около 2,78 млрд лет участвуют и в строении ряда мезогархейских поясов Финляндии, слагая верхние части разрезов или отдельные структуры, например, парагнейсовый пояс Нурмес. Метавулканиты и ТТГ породы Центральнокарельского домена отличаются от соседних мезогархейских и по составу. Они характеризуются более высокими содержаниями Sr и Ba, меньшими значениями mg#, соотношением Zr/Y и Sr/Y. Эти отличия могут отражать как большие глубины плавления источника, так и его состав. При этом по составу вулканиты Центральнокарельского домена близки к вулканитам современных островных дуг, что согласуется с широким развитием метаосадков, по-существу отсутствующих в мезогархейских структурах, т.е. наблюдается определенная смена условий формирования коры в неогархее в пределах Карельской провинции, казалось бы обусловленная изменением геодинамической обстановки. Однако именно в неогархее появляются магматические комплексы, проявленные на всей архейской части шита и возникшие в условиях стабилизации коры [1]. Это многочисленные интрузии субщелочных пород – продуктов метасоматизированной мантии – интервала 2,73–2,74 млрд лет, а также плагиомикроклиновых гранитов с возрастом 2705–2680 млн лет, связанных с частичным плавлением более древних ТТГ-серий и привнесом в кору  $K_2O$ , образование которых также связывается с плюмом [1]. Таким образом, на границе мезо- и палеогархея произошла смена условий корообразования, вероятно, вызванная одновременным действием плюма и плейт-тектоники, приведшая к образованию на рубеже около 2,75 млрд лет назад крупного фрагмента коры, фактически соединившего более древние фрагменты и, возможно, обусловившего образование архейского суперконтинента Кенорленд [6].

## Литература

1. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А. Корреляция процессов формирования архейской коры древнего Водлозерского домена (Балтийский шит) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 1–13.
2. Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. и др. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования тоналит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20–38.
3. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
4. Ранний докембрий Балтийского шита (ред. В.А.Глебовицкий). СПб. Наука. 2005. 711 с.
5. Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Щипанский А.А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Кониллов А.Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры северо-запада Карелии, Балтийский шит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 48) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского шита: профиль Кемь-Калевала. 2001, Петрозаводск. С. 109–143.
6. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б. Формирование архейской коры Водлозерского домена – предыстория заложения суперконтинента Кенорленд (Балтийский шит) // Материалы IV Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия «Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия». Институт геологии и геохронологии докембрия РАН. С.-Петербург. 2014. С. 87–92.
7. Huhma H., Manttari I., Peltonen P. et al. The age of the Archaean greenstone belts of Finland // Geol. Survey of Finland. Spec. Paper. 2012a. V. 12. P. 73–174.
8. Huhma H., Kontinen A., Mikkola P. et al. Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland // Geol. Survey of Finland. Spec. Paper. 2012b. V. 12. P. 175–212.

# РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КАРБОНАТИТАХ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Шаповалов Ю.Б., Горбачев Н.С., Костюк А.В., Султанов Д.М.

Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка, shap@iem.ac.ru, gor@iem.ac.ru

Карбонатиты представляют практический и научный интерес, так как с ними связаны месторождения апатита, магнетита, слюд, редких и редкоземельных элементов [1]. Разнообразные геологическая обстановка время формирования карбонатитов могли найти отражение в их составе. В связи с этим изучены петрохимические особенности карбонатитов Балтийского щита трех формационных типов: 1) ультравысокобарные гранат-содержащие карбонатиты (УНРС) каледонского покрова Тромсе, Норвегия; 2) карбонатит-щелочно-ультраосновного массива Ковдор, Кольский полуостров; 3) карбонатит-щелочно-габброидного массива Тикше-Озеро, северная Карелия.

Дайки палеозойских (~452 млн лет) УНРС совместно с карбонат-биотитовыми пироксенитами, эклогитами локализованы в каледонидах метаморфического покрова Тромсе, сложенного силикатно-карбонатными породами. УНРС являются уникальным представителем мантийной карбонатитовой магмы, внедрившейся в верхние горизонты земной коры с реликтами мантийных гранатов [2]. Матрица карбонатитов кальцит (Cal)-доломитового (Dol) состава с включениями граната (Grt). Гранаты, как правило, зональные. Центральная их часть (Grt<sub>0</sub>) Py<sub>15-24</sub>-Grs<sub>25-30</sub>-Alm<sub>60-46</sub> состава обеднена (<10<sup>-2</sup> мас.%) редкоземельными элементами (РЗЭ). Кайма и изолированные выделения гранатов в карбонатной матрице Grt<sub>1-3</sub> состава Py<sub>5</sub>-Grs<sub>65-69</sub>-Alm<sub>30-26</sub> характеризуются аномально высокими концентрациями (4–6 мас.%) легких РЗЭ и низкими < 10<sup>-2</sup> мас.% тяжелых РЗЭ (рис. 1, табл. 1). По Cr-Sa классификации [3] Grt принадлежат к эклогитовому типу. Акцессорные минералы представлены апатитом (Ap), сфеном (Sph), ильменитом (Ilm), рутилом (Rt).

Палеозойские карбонатиты Ковдора Возраст ~ 440–360 млн лет и протерозойские Тикше-Озера 1800–1900 млн лет относятся к типу конфокальных (зональных) комплексов ультраосновных (Ковдор) и основных (Тикше-Озеро) щелочных плутонических пород щитов. Контакты с вмещающими породами секущие. Общим для массивов является хорошо выраженная концентрическая зональность с закономерным переходом от ультрабазитов, слагающих центральную часть массивов через клинопироксениты и щелочные породы к карбонатитам. Карбонатит-содержащие интрузивные комплексы формируются в течение длительного промежутка времени (десятки млн лет) в ходе последовательного внедрения и формирования слагающих их пород [1, 4, 5].

Карбонатиты характеризуются неравномерным распределением микроэлементов с максимумами концентраций крупноионных литофильных элементов (Li, K, Rb, Cs, Sr, Ba) и минимумами высокочargedных (Zr, Nb, Ta, Hf, U, Th) и сидерофильных (Ni, Co, Cr, V, Mn (Fe) элементов рис. 1, 2.

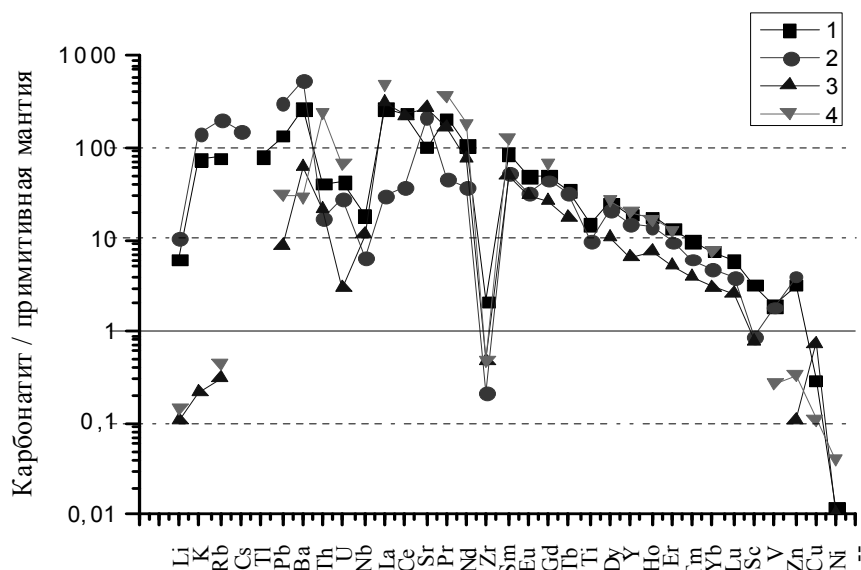


Рис. 1. Нормированные по примитивной мантии [12] концентрации микроэлементов в карбонатитах:

1, 2 – Тромсе (1 – валовый состав Cb+Grt; 2 – Cb), 3 – Ковдор, 4 – Тикше-Озеро

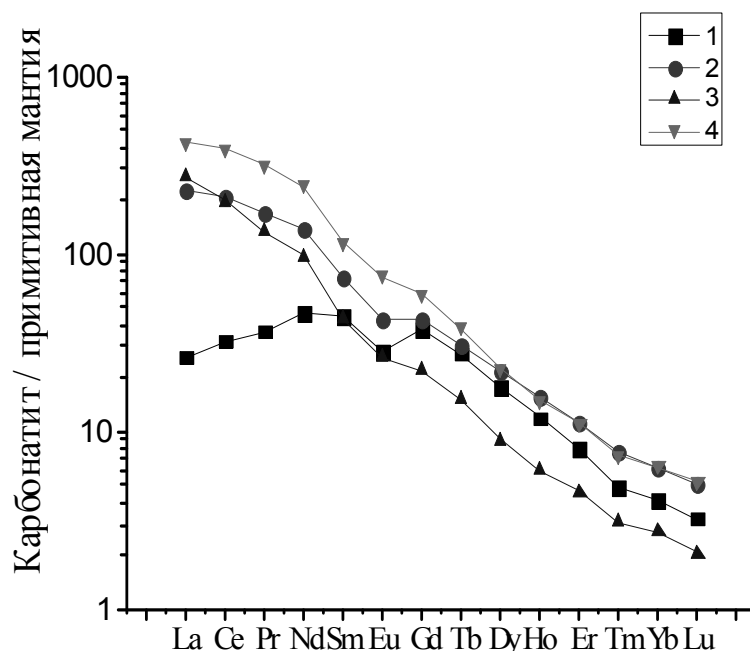


Рис. 2. Нормированные по примитивной мантии [12] концентрации редкоземельных элементов в карбонатах:

1, 2 – Тромсе (1 – валовый состав Cb+Grt; 2 – Cb), 3 – Ковдор, 4 – Тикше-Озеро

Сб Ковдора и Тикше-Озера характеризуются сходным отрицательным трендом всех РЗЭ при некотором обогащении ими Сб Тикше-Озера. Концентрации легких РЗЭ варьируют в пределах 300–450 ppm, тяжелых РЗЭ – 3–8 ppm. Отрицательный тренд РЗЭ и низкие концентрации тяжелых РЗЭ свидетельствуют о присутствии Grt в рестите источника карбонатитовых расплавов Ковдора и Тикше-Озера. Сравнение составов показывает, что изученные нами карбонаты характеризуются наиболее высокими концентрациями РЗЭ, сравнимыми с карбонатами, связанных с мантийными плюмами рис. 3.

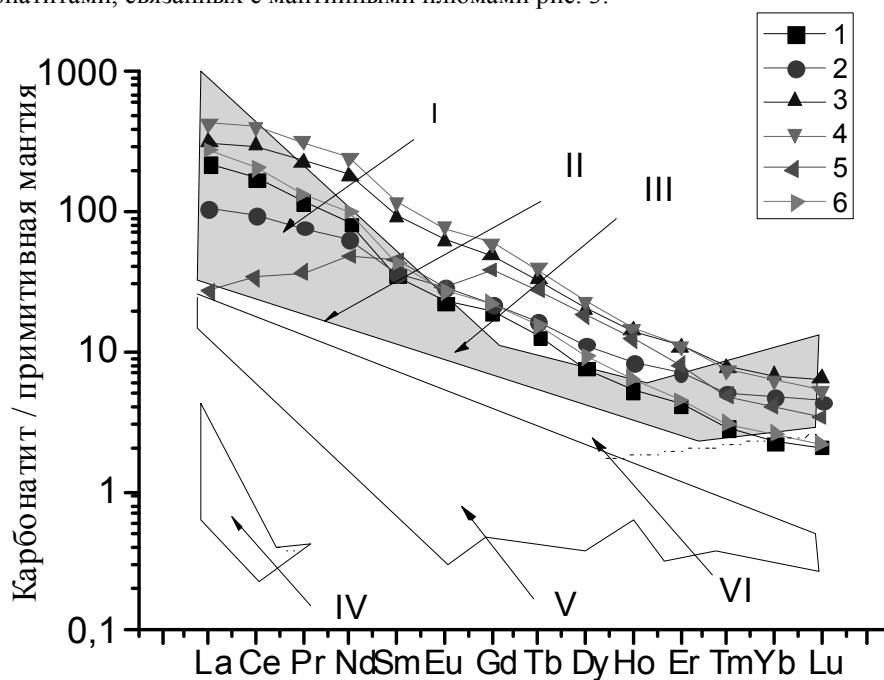


Рис. 3. Нормированные по примитивной мантии [12] концентрации редкоземельных элементов в карбонатах:

1–4 Тикше-Озеро, 5 – УНРС Тромсе, 6 – Ковдор (наши данные).  
I – Кергулен, II – Монголия, III – Ю. Африка [13, с изменениями].

Сб УНРС Тромсе отличаются от Сб Ковдора и Тикше-Озера положительным трендом и более низкими концентрациями легких РЗЭ. По тренду и концентрациям тяжелых РЗЭ Сб УНРС сходны с карбонатитами Ковдора и Тикше-Озера. Учитывая тесную связь Grt и Сб, можно предположить, что карбонатитовый расплав (и Сб компонента УНРС) обеднялся легкими РЗЭ при образовании обогащенных легкими РЗЭ вторичных (реакционных и новообразованных) гранатов (Grt<sub>1-3</sub>). Однако этому предположению противоречат экспериментальные данные, согласно которым в равновесии с карбонатитовым (как и с силикатным) расплавом Grt обогащается тяжелыми РЗЭ относительно легких [6, 7]. По-видимому, образование обогащенных легкими РЗЭ Grt<sub>1-3</sub> происходило в неравновесных условиях, а фракционирование РЗЭ обусловлено кинетическими факторами, большей скоростью реакций с участием легких РЗЭ по сравнению с тяжелыми РЗЭ. В таком случае обедненные легкими РЗЭ карбонатиты УНРС формировались из «истощенного» мантийного карбонатитового расплава, израсходовавшего легкие РЗЭ при образовании вторичных (реакционных и новообразованных) Grt<sub>1-3</sub> в процессе мантийного метасоматоза и плавления метасоматизированной мантии.

Наблюдается геохимическое сходство карбонатитов магматических комплексов Балтийского щита, различающихся временем формирования, формационным типом, с карбонатитами различных районов мира, генезис которых связан с мантийными плюмами. Это сходство подтверждает важную роль плюм-литосферного взаимодействия в формировании карбонатит-содержащих магматических комплексов [8, 9]. Формирование таких объектов в широком временном интервале свидетельствует о длительном существовании на территории Фенноскандинавского щита суперплюма, влияние которого прослеживается в архее [10], протерозое, девоне [11]. С его периодической активизацией связано формирование разновременных карбонатит-содержащих магматических комплексов.

*Исследования поддержаны грантами РФФИ № 12-05-00777, № 14-05-00752.*

#### Литература

1. Ю.А. Багдасаров, Г.С. Гусев, А.В. Гуцин и др. Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок. М. ГЕОС. 2001. С. 640
2. Горбачев Н.С., Равна Э., Некрасов А.Н., Куллеруд Л. Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. // ЕСЭМПГ. Тезисы докладов. ГЕОХИ РАН. 2012. С. 37–38.
3. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск. Наука. 1974. С. 265.
4. А.А. Фролов, А.В. Толстов, С.В. Белов. Карбонатитовые месторождения России. М. НИИ-Природа. 2003. С. 493.
5. Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И. Геология месторождений Ковдорского массива. Изд. СПб. Ун-т. 2002, С. 143.
6. Гирнис А.В., В.К. Булатов, Я. Лаз, Г.П. Брай. Распределение редких элементов между карбонатно-силикатными расплавами и мантийными минералами: эксперимент и петрологические следствия // Петрология. 2006. Т. 14. № 5. С. 524–547.
7. Горбачев Н.С., А.В. Костюк. Распределение редких и редкоземельных элементов между Grt, Spr и Сб при мантийных Р-Т (по экспериментальным данным) // Экспериментальная геохимия. 2014. Т. 2. № 2. С. 211–216.
8. Когарко Л.Н. Новая концепция генезиса карбонатитов // Тезисы докладов симпозиума «Карбонатиты Кольского полуострова». СПб. 1999. С. 70–92.
9. А.А. Арзамасцев. Палеозойский магматизм северо-восточной части Фенноскандинавского щита: источники, этапы формирования и глубинное строение интрузий // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. СПб. 2012. С. 49–51.
10. Шарков Е.В., Богатилов О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25
11. Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М. Наука, М., 2010, С. 605.
12. McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 120. 1995. 223–253.
13. Tscheegg C, Ntaflos T, et al. Carbonate-rich melt infiltration in peridotite xenoliths from the Eurasian-North American modern plate boundary (Chersky Range, Yakutia) // Contrib Mineral Petrol. 2012. V. 164. N 3. P. 441–455.



**Новейший вулканизм  
и гидротермальные  
системы, их роль  
в формировании  
месторождений**





# ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ ЦЕОЛИТОВЫХ ТУФОВ ЯГОДНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КАМЧАТКА)

Бойкова И.А.

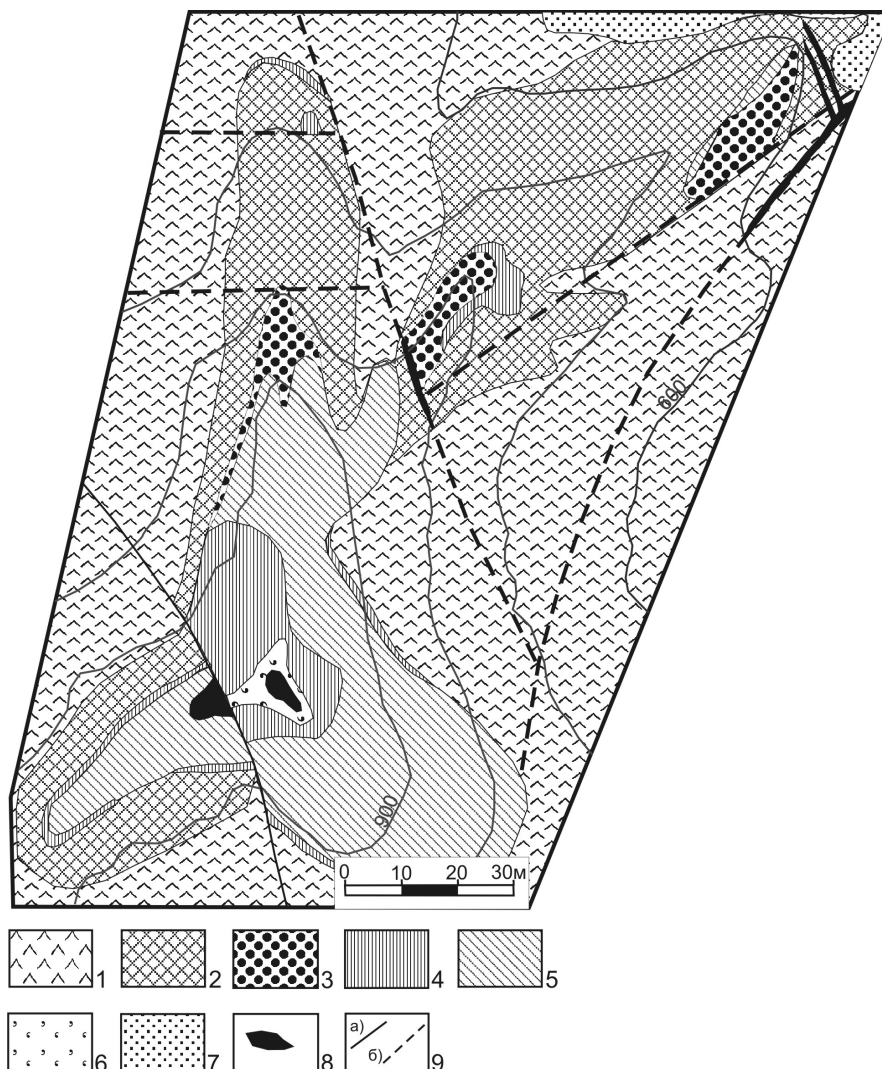
*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, bira06@yandex.ru*

По утверждению многих зарубежных и наших ученых природные цеолиты выходят на первое место среди нерудных полезных ископаемых благодаря широкому профилю использования их с высокой эффективностью в различных областях производства.[1] Основные направления использования цеолитов на Камчатке и основные его потребители это – сельское хозяйство, звероводство, рыболовство, некоторые области промышленности и область охраны окружающей среды.

Ягоднинское месторождение расположено в Елизовском районе Камчатского края, в 60 км к западу от г. Петропавловска-Камчатского и в 4–5 км к северу от Больше-Банных термальных источников. Район является одним из наиболее изученных на Камчатке: здесь проведены государственные геологические съемки различного масштаба (от 1: 200 000 до 1:50 000), в результате которых было выявлено и разведано месторождение [6]. Оно связано с вулканическим массивом (абсолютная отметка 1081 м) верхнемиocen-плиоценового возраста, который представляет собой сложную постройку, образованную серией лавовых потоков, пирокластических отложений и экструзивных тел преимущественно кислого состава [4]. В основании постройки залегают дациты, выше по разрезу – разнообломочные цеолитизированные туфы кислого состава, которые перекрыты потоками риолитов с перлитами. Кратерная часть вулкана 1081 м заполнена туфами и туффитами андезидацитового состава, которые прорываются базальтовыми телами изометрической формы (рис. 1).

**Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Ягоднинского месторождения цеолитового туфа (по Маханько А.В и др., 1998 г).**

1 – дациты; 2 – цеолитизированные туфы; 3 – перлиты сферолитовый; 4 – перлиты массивный; 5 – риолиты; 6 – туффиты; 7 – делювиальные отложения; 8 – базальт даек; 9 – тектонические нарушения: а) установленные, б) предполагаемые.



Полезная толщина представлена пластом пологозалегающих интенсивно цеолитизированных витрокластических туфов кислого состава мощностью до 100м.

Туфы представляю собой плотные массивные породы преимущественно светлой окраски (с розоватыми, зеленоватыми, желтоватыми оттенками). Все туфы в той или иной мере цеолитизированны вплоть до образования цеолитовых пород. Содержание цеолитов в туфах зависит от количества измененного кислого стекла как среди обломков, так и в цементе. На степень замещения стекла вторичными минералами оказывает влияние трещиноватость туфов в зоне тектонических нарушений и их пористость [2].

По составу обломков выделяются разнообломочные витрокластические, литовитрокластические, пемзокластические и пепловые туфы кислого состава (рис. 2).

Витрокластический разнообломочный пепловый туф кислого состава залегает в верхних частях туфовых толщ. Макроскопически это плотная, светло-зеленая или розовато-зеленая порода. Наиболее плотные ее разности состоят из рогульчатых и серповидных обломков измененного стекла, размером 0.1–0.3 мм. Под

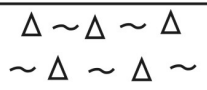
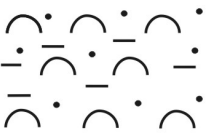
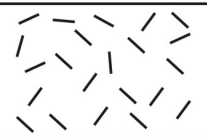


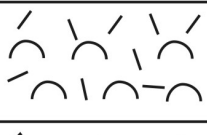
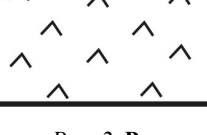
	Геологическая колонка	Глубина м	Содержание цеолита, %
1		0-3.5	
2		3.5-30	60-85%
3		30-39	40-75%
4		39-61.4	15-20%
5		62.4-72	20-70%
6		72-97	20-70%
7		97-113	

Рис. 2. Разрез продуктивной толщи Ягоднинского месторождения.

1 – супесь, щебень туфа, 2 – витрокластический разнообломочный пепловый туф; 3 – витрокластический крупнообломочный туф; 4 – кристалловитрокластический туф; 5 – витрокристаллический туф; 6 – литовитрокристаллокластический туф; 7 – дацит

биотита, сферолитов размером 3–6 мм. Количество обломков кристаллов до 20%. В пемзовидных обломках стекла вдоль пор развиваются цеолиты. Все обломки погружены в цемент, представляющий собой массу целиком цеолитизированного и монтмориллонитизированного стекла. Содержание цеолитов в породе не превышает 15–20%. Данный туф встречается в виде прослоев на глубине 30–40 м.

микроскопом отчетливо видна пепловая структура. Менее плотные туфы содержат обломки стекла неправильной остроугольной формы размером до 2.0 мм. Обломки сцементированы продуктами частичного разложения стекла. Присутствуют измененные вкрапленники плагиоклаза до 5% и единичные зерна рудного минерала. Туфы значительно изменены: содержание цеолитов в них колеблется от 60 до 85%. В основном – это клиноптилолиты (до 65%) и гейландит (до 40%). Однако, в туфах розовой окраски содержание морденита может достигать 30%. Вместе с цеолитами по стеклу развиваются слоистые силикаты – гидрослюда и монтмориллонит. Их содержание в породе может достигать на отдельных участках 25% каждого минерала. С зонами многочисленных разломов и зон трещиноватости связано появления значительного количества минералов  $\text{SiO}_2$  – опал и кварца – 26%; в то же время цеолиты, представленные клиноптилолитом, составляют всего 25%.

Витрокластический крупнообломочный туф кислого состава состоит из обломков стекла размером от 3мм до 5см. Количество обломков неизмененного стекла в туфах разной степени цеолитизации колеблется от 20 до 40%. В обломках хорошо заметны реликты пемзовидной структуры первичного стекла, а в массивном стекле – перлитовой отдельности, которая подчеркивает развитие цеолитов и монтмориллонита по порам и трещинам соответственно. Содержание цеолитов колеблется от 40–45% до 60–75% в зависимости от содержания обломков стекла и состава цемента. Последний представлен туфовым материалом, в основном состоящим из мелких 0.1–0.2 мм обломков измененного стекла. Так же присутствуют обломки кристаллов плагиоклаза, разложенных темноцветных минералов, рудного. По цементу образуются монтмориллонит и гидрослюда, в других случаях криптозернистый кварц и рудный. За счет тонкорассеянных гидроокислов железа туф приобретает розовый оттенок.

Кристалловитрокластический туф кислого состава состоит из крупных обломков (4–8 мм) массивного стекла и обломков полевого шпата, измененного

Витрокристаллический и литовитрокристаллокластический туфы залегают непосредственно на дацитах. Они состоят из обломков риолитов, дацитов, андезитов, базальтов и их шлаков, сферолитов и стекла, а также кристаллов плагиоклаза, биотита и пироксенов в различных соотношениях. Содержание обломков колеблется от 15–20 до 40–50%. Размеры обломков колеблется в широких пределах: от 3–7 мм до 1–1.5 см и крупнее. Часто встречаются разнообломочные туфы. Обломки темноцветных пород и минералов значительно изменены, по ним развиваются хлорит и гидроокислы железа. Цементом служит кремнистый тонкообломочный материал и цеолитизированное стекло. Содержание цеолитов в туфе зависит от количества и размеров обломков стекла и может варьировать от 65–70% до 20–25%. Цеолиты развиваются как по трещинам, так и по стеклу. Среди них наиболее широко распространенным минералом является клиноптиллолит. Среди продуктов гидротермального изменения присутствуют также глинистый минерал – 10–25%, в меньшем количестве гидрослюда 1–10% и рудный минерал – 10–15%. По трещинам, а также и по стеклу развивается опал и кристобалит (до 30%)

Основную массу цеолитовых руд составляет клиноптиллолит, сопутствующими отмечаются по степени убывания: морденит, гейландит, кварц, полевые шпаты, кристобалит, глинистые минералы, слюды, аморфная фаза. Наличие вторичного минерала – морденита свидетельствует о вулканогенно-гидротермальном генезисе месторождения [3].

По химическому составу цеолитсодержащие породы месторождения в целом однообразны и относятся к кислым разностям – дацит-риолитового состава (рис. 3).

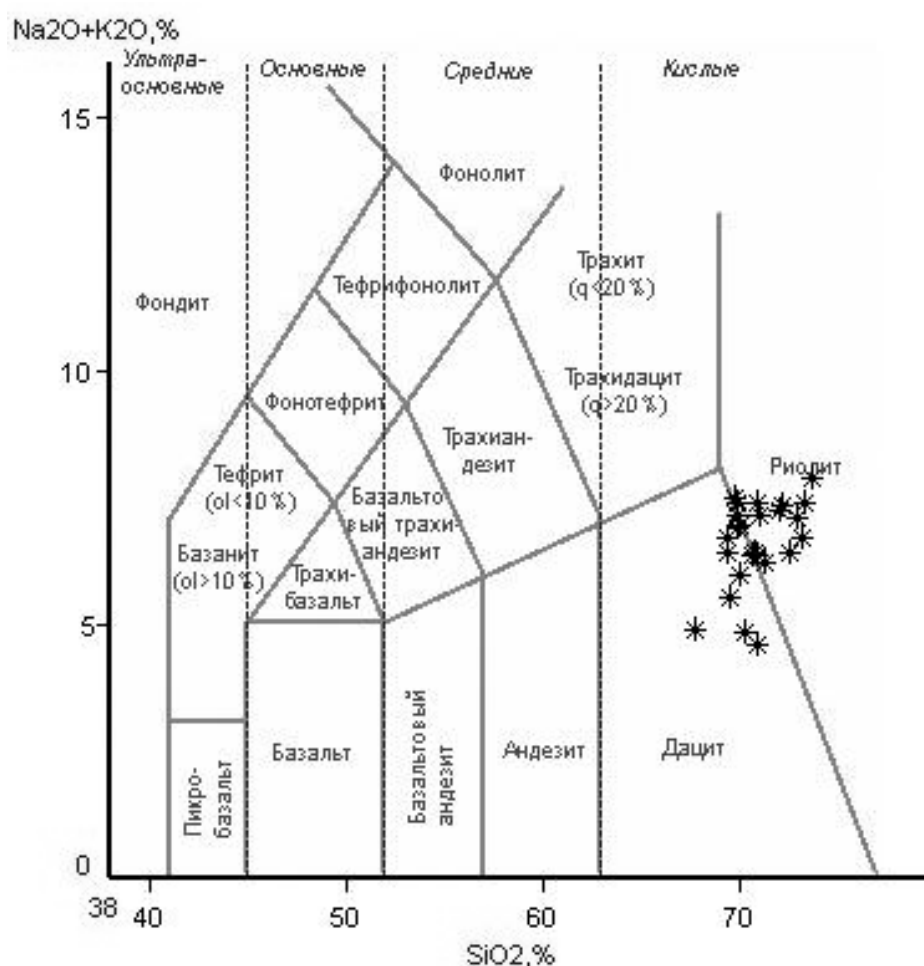


Рис. 3. TAS диаграмма Le Bas цеолитизированных туфов продуктивной толщи Ягоднинского месторождения

Цеолит содержащие породы месторождения характеризуются средним модулем ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) – 8,8 отношение суммы  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  к сумме  $\text{CaO}+\text{MgO}$  (среднее) – 1 [5]. Эти данные позволяют отнести цеолитсодержащие породы к высококремнистым натрий-кальций-калиевым. Высокая влажность пород (за влажность в данном случае взяты потери при прокаливании) связана с их интенсивной цеолитизацией (табл.).

**Химический состав цеолитизированных туфов продуктивной толщи**

Sample	SiO <sub>2</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	FeO%	MnO%	CaO%	MgO%	Na <sub>2</sub> O%	K <sub>2</sub> O%	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	nnn	Sum
Ягд-1-11	72,2	0,164	11	0,28	0,53	0,056	1,41	0,155	2,48	4,78	0,017	6,9	99,972
Ягд-2-11	73,8	0,322	12	1,84	0,49	0,063	1,48	0,225	1,82	6,05	0,023	1,78	99,893
Ягд-3-11	67,9	0,162	11,2	0,352	0,52	0,045	3,49	0,322	1,15	3,75	0,033	11,1	100,02
ЯГД-4-11	69,9	0,16	11	0,515	0,36	0,053	0,957	0,164	2,91	4,58	0,018	9,3	99,917
Ягд-5-11	71,4	0,163	10,7	0,461	0,34	0,036	1,61	0,204	2,79	3,42	0,017	8,77	99,911
ЯГД-7-11	69,7	0,158	10,8	0,591	0,17	0,041	2,57	0,325	0,645	4,89	0,018	10,1	100,01
ЯГД-9-11	65,1	0,212	16,2	1,01	0,22	0,162	2,66	0,906	1,03	3,13	0,016	9,06	99,706
Ягд-11-11	70,4	0,156	10,5	0,604	0,36	0,046	2,77	0,428	0,846	4,00	0,018	9,82	99,948
Ягд-12-11	71,1	0,154	10,5	0,561	0,18	0,042	2,95	0,511	0,841	3,75	0,018	9,4	100,01

*Примечание:* Аналитический центр ИВиС ДВО РАН. Оборудование спектрометр рентгенофлуоресцентный «S4 PIONEER». Аналитик Е.В. Карташева, Н.И. Чеброва.

Равномерным распределением в цеолитсодержащих породах характеризуются такие компоненты как оксиды кремния, алюминия, кальция, калия; неравномерным – компоненты: оксиды железа, титана, магния, натрия.

**Литература**

1. Брек Д. Цеолитовые молекулярные сита. М.: Мир, 1976. 781 с.
2. Набоко С.И. Закономерности формирования цеолитовых пород в областях разгрузки гидротермальных систем // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 38–53.
3. Наседкин В.В., Наседкина В.Х. Генетические и морфологические типы клиноптилолит-морденитовой минерализации вулканических областей // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 122–134.
4. Наседкин В.В., Соловьева Т.Н., Нистратова И.Е. и др. Сравнительная характеристика минерального состава цеолитовых пород горы Ягодной и продуктов современного минералообразования долины р. Банной п-ова Камчатка // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 70–85.
5. Петров В.П. Вулканическое стекло и цеолитообразование // Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М.: Наука, 1967. С. 7–25.
6. Сережников А.И., Зимин В.М. Геологическое строение Паратунского геотермального района, влияние отдельных геологических факторов на современную гидротермальную деятельность // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 115–142.

## НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРА О. ПАРАМУШИР КАК ИНДИКАТОР СОСТОЯНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ И ЕЕ РУДОНОСНОСТИ

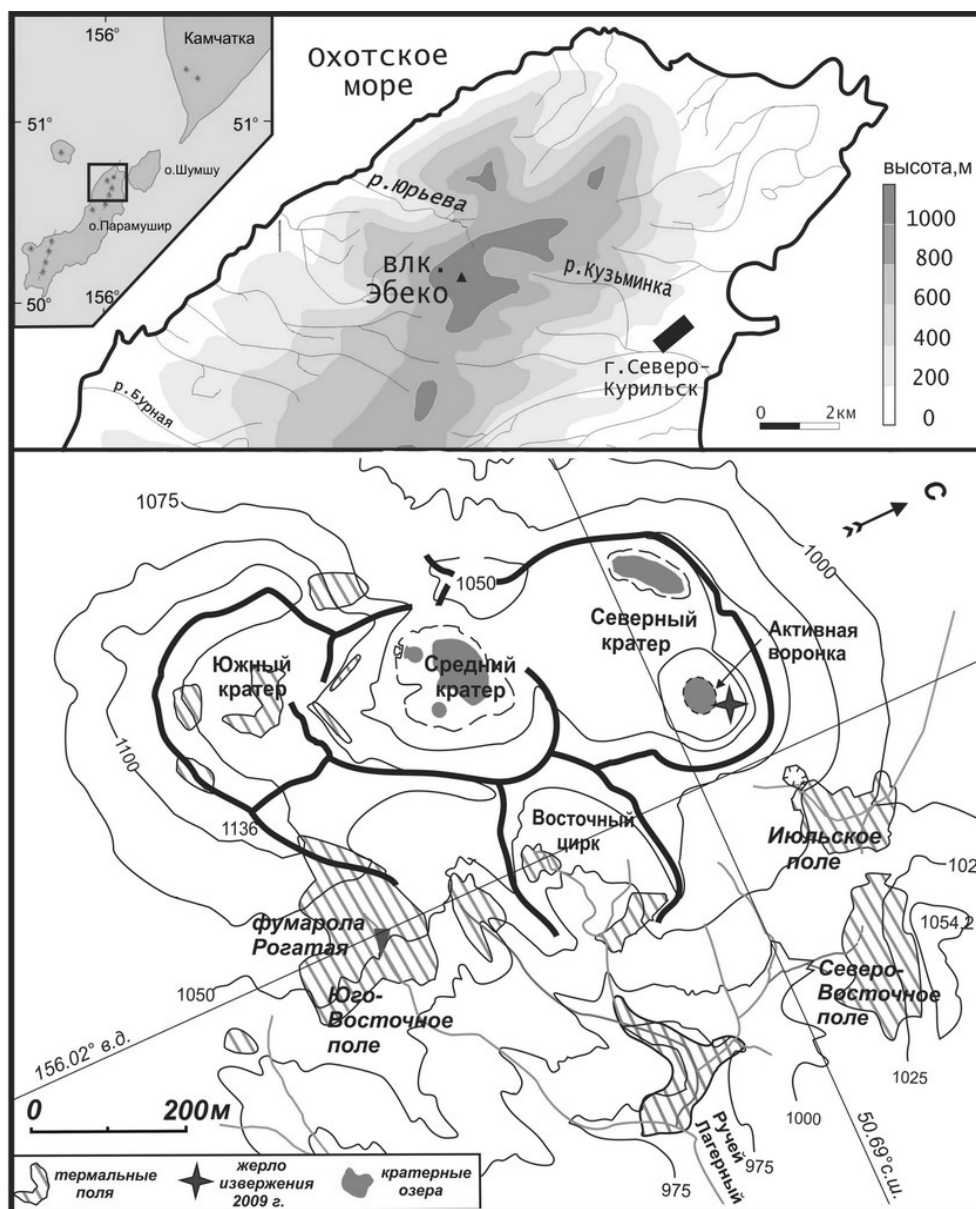
**Котенко Т.А., Котенко Л.В.**

*Институт Вулканологии и Сейсмологии, Петропавловск-Камчатский, E-mail: kotenko@sakhalin.ru*

Вулкан Эбеко – единственный современный действующий вулкан северной части о. Парамушир (Курильские острова). Он является одним из наиболее активных действующих вулканов Северных Курильских островов и приурочен к островодужной геотектонической обстановке [9, 13]. Вулкан имеет сложное строение по типу «Сомма-Везувий»: три кратера – Южный, Средний и Северный с диаметрами 240–320 м и глубинами 40–72 м последовательно вытянуты в субмеридианальном направлении (рис.).

Помимо них в привершинной части конуса расположены более 10 боковых кратеров. В Северный кратер вложен кратер 1967 г. – Активная Воронка [8]. Выходы восходящего потока гидротерм сосредоточены в кратерах и на склонах вулкана, главным образом, восточной ориентации: это парогазовые струи, кипящие котлы, участки рассеянного парения, поля гидротермальных изменений. Кроме того, в кратерах периодически появляются кислые термальные озера. Современная активность вулкана отнесена к II стадии вулканического развития [9], т.е. периоду ослабления вулканической деятельности, и характеризуется отрицательным балансом вещества, прекращением роста вулканической постройки, разрушением ее денудационными процессами. Однако наличие в недрах хребта Вернадского длительно-живущей гидротермально-магматической системы (ГМС), находящейся на прогрессивном этапе развития, создает необходимые условия для фреато-магматических, фреатических извержений благодаря процессу самоизоляции ГМС [1, 16]. Последние извержения из Активной воронки происходили в 2009, 2010 гг.; в 2011 г. наблюдалось извержение в Среднем кратере [5, 6], в 2012 – гидротермальные взрывы на Юго-Восточном фумарольном поле [4]. В последние сто лет в активности

влк. Эбеко наблюдалась следующая ритмичность: продолжительность вулканического цикла (по Токареву [14]) составляла 20–36 лет. Фаза подготовки (изменение состава фумарольных газов, усиление фумарольной активности, учащение гидротермальных взрывов и др.) длилась от 4 до 6 лет. Общая продолжительность фазы активности вместе с промежутками относительного покоя между извержениями составляла 8–10 лет.



Вулкан Эбеко: географическое положение и схема прикратерной области в 2014 г.

Активность вулкана Эбеко в 2001–2013 гг.: осенью 2003 г. впервые отмечено изменение состава фумарольных газов, в январе 2005 г. начались гидротермальные взрывы с примесью пепла в Северном кратере и вблизи него, рост общей эмиссии газов, Активная воронка заполнилась термальным озером. В июле 2005 г. заработало высокотемпературное фумарольное поле Июльское (засыпанное пирокластикой в 1989 г. поле Северное), температура газов на котором достигла  $508^{\circ}\text{C}$  [7], а эмиссия газов превысила разгрузку с других полей почти в 4 раза (7200 т/сутки против 1900). Фреатическое извержение из жерла в Активной Воронке началось 29 января 2009 г. и продолжалось до 18 июня этого года. Было выброшено ~ 19 тыс. т пеплов. Наблюдалось от 3 до 15 пепловых выбросов в сутки, высота которых над кратером была от 0,5 до 3,7 км [5]. В 2010 г. 28 апреля и 2 июля произошли слабые кратковременные извержения из этого же жерла с выбросом резургентных пеплов 1,2 и 95 т соответственно; 16–17 июля 2011 г. – извержение в Среднем кратере [6], летом 2012 г. – гидротермальные взрывы на Юго-Восточном фумарольном поле [4]. Опираясь на наблюдения за интенсивно-

стью парогазовой разгрузки и составом вулканических газов в 2012–2013 гг., можно сделать вывод о завершении очередного вулканического цикла вулкана: тепловая мощность и вынос вещества вернулись на уровень, характерный для фазы покоя [4].

Динамика эруптивной активности влк. Эбеко и разгрузки вещества также представляет интерес, как индикатор состояния гидротермально-магматической системы и ее рудоносности. Над апикальными частями субвулканических интрузий, являющихся источником металлоносных гидротермальных растворов, формируются мощные зоны кипения и происходит отложение в кавернозных кварц-адуляровых метасоматитах самородных металлов, интерметаллических и других рудных соединений. Такая зона по данным бурения глубокой скважины ГП–3 локализуется в интервале 700–1200 м от дневной поверхности. Ниже этой зоны во вторичных кварцитах установлены сульфиды Fe, Pb, Zn, Cu и др. элементов [12]. На дневной поверхности происходит вынос металлов (Fe, Al, Pb, Cu, As и др.) источниками и фумарольными струями кратерной зоны и источниками реки Юрьева [2, 3, 11, 15]. Стабильность химического состава разгружающихся растворов и их металлоносности подтверждает стационарность системы в течение длительного периода мониторинга (более 50 лет). Термальные источники р. Юрьева поставляют ежедневно ~100 т вещества, из них на долю Cl приходится 29 т, SO<sub>4</sub> – 50 т, SiO<sub>2</sub> – 2,7 т, микроэлементов – 115 кг. Поступление металлов составляет Al – 5,4 т, Fe – 3,2 т, Ca – 4 т, Mg – 2,1, также в кг/сутки: Zn – 13,2, Pb – 3, Cu – 0,23, Ni – 0,22, Cr – 1,97 и т.д. [3]. Эмиссия основных газовых компонентов в составе фумарольных газов в межэруптивные периоды меняется незначительно (табл.: 1983 г. и 2012 г.). Концентрация воды составляет 89–99 мол.%, для остальных компонентов величины варьируют в пределах: CO<sub>2</sub> 0,21–4,71, H<sub>2</sub>S 0,01–0,25, SO<sub>2</sub> 0,26–3,31, HCl 0,01–2,27, H<sub>2</sub> 5·10<sup>–5</sup>–0,014, Ar 3·10<sup>–4</sup>–0,9.

Эмиссия основных компонентов фумарольных газов всеми полями в. Эбеко

Компонент	Эмиссия компонентов (т/сутки)				
	1983 г. по [10]	2003 г.	2005 г.	апрель 2009 г.	2012 г.
H <sub>2</sub> O	1804,5	862	7593	6767	1864
CO <sub>2</sub>	79	36,1	448	219	185
SO <sub>2</sub>	9,5	4,1	896	58,2	14
HCl	4	1,9	418	19,4	5
H <sub>2</sub> S	3,08	1,9	37	13	5

Вынос металлов (кг/сутки) фумарольными струями составляет: Al 2–13, Fe до 98, Ca до 63, Mg до 8, Zn 10–41, Cu 0,4–0,6, Pb 0,1–0,6, Ni 0,5–12, Cr 0,2–24. В межэруптивные периоды наблюдается постоянство величины эмиссии основных газовых компонентов и металлов, которое нарушается значительным ростом в периоды усиления фумарольной активности (подготовка извержений, извержения и постэруптивный период) (Табл. 1: 2003, 2005, 2009 г.), что позволяет с уверенностью говорить о наличии магматического источника питания.

Таким образом, новейший вулканизм севера о. Парамушир, представленный единственным действующим влк. Эбеко, является индикатором состояния Северо-Парамуширской ГМС, источником теплового и рудного питания которой по данным [12] являются субвулканические тела или малые интрузии от габбро- до диоритового состава. Ритмичность фреатических извержений вулкана определяется скоростью процесса самоизоляции ГМС, а стабильность поступления рудных элементов с растворами источников и парогазовых струй подтверждает стационарность системы в течение длительного периода мониторинга.

## Литература

1. Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Сугробов В.М. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 34–50.
2. Зеленов К.К., Ткаченко Р.П., Канакина М.Л. Перераспределение рудообразующих элементов в процессе гидротермальной деятельности вулкана Эбеко (о. Парамушир) // Труды ГИН АН СССР. Вып. 141. 1965. С. 140–167.
3. Калачева Е.Г., Котенко Т.А. Химический состав вод и условия формирования Верхне-Юрьевских термальных источников (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2013. № 2. Вып. 22. С. 55–68.
4. Котенко Т.А., Котенко Л.В. Вулкан Эбеко в 2012–2013 гг. // Материалы региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 84–89.
5. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандимирова Е.И., Шапарь В.Н., Тимофеева И.Ф. Извержение вулкана Эбеко в 2009 г. (о-в Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2010. №1. Вып.15. С. 56–68.
6. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандимирова Е.И., Шапарь В.Н., Тимофеева И.Ф. Эруптивная активность вулкана Эбеко в 2010–11 гг. (о-в Парамушир) // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2012. №1. Вып.19. С. 160–167.
7. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Шапарь В.Н. Активизация вулкана Эбеко в 2005–2006 гг. (остров Парамушир, Северные Курильские о-ва) // Вулканология и сейсмология. 2007. №5. С. 3–13.
8. Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др. Вулкан Эбеко (Курильские острова): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Часть I // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 69–81.

9. Мелекесцев И.В. Действующие и потенциально активные вулканы Курило-Камчатской островной дуги в начале XXI в.: этапы исследований, определение термина «действующий вулкан», будущие извержения и вулканическая опасность // Вестник КРАУНЦ. Вып. 7. 2006. № 1. С. 15–35.
10. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Особенности химического и изотопного состава фумарольных газов в межэруптивный период деятельности вулкана Эбеко // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 21–36.
11. Никитина Л.П. Миграция металлов с активных вулканов в бассейн седиментации. М.: Наука, 1978. 80 с.
12. Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Главатских С.Ф. и др. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минералорудообразования в ее недрах // Вулканология и сейсмология. 2002. № 4. С. 3–21.
13. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
14. Токарев П.И. Количественная характеристика и повторяемость вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1986. № 6. С. 110–118.
15. Фазлуллин С.М. Геохимическая система р. Юрьева (Курильские о-ва): условия поступления и выноса химических элементов в бассейн реки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 54–67.
16. Browne P.R.L., Lawless J.V. Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere // Earth Science Reviews 52. 2001. P. 299–311

## ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ АНОМАЛИИ КОШЕЛЕВСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА): СОВРЕМЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ДЛИТЕЛЬНОЖИВУЩЕЙ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Рычагов С.Н.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, E-mail: rychns@ksnet.ru*

Кошелевский вулканический массив неоген-четвертичного возраста состоит из пяти сросшихся стратовулканов и расположен в зоне сочленения вулканических поясов Камчатки на пересечении глубинных разломов СВ и СЗ простирающихся в южнокамчатском сегменте островной дуги [2], рис. 1. Массив относится к действующим андезитовым вулканам, но его современная активность связана с геотермальными аномалиями (г/а). Наиболее мощные разгрузки гидротермальных растворов и паро-газовой смеси на дневной поверхности происходят в центральной части массива (Верхне-Кошелевская г/а, вынос тепла составляет 50 ГВт/сек [1]) и на западном склоне (Нижне-Кошелевская г/а, 25 ГВт/сек [1]). Геотермальные аномалии отличаются структурным положением, условиями формирования гидротерм, составами газов и представляют собой две современные крупные гидротермальные системы [8]. Верхне-Кошелевская система локализована в эрозионном кратере вулкана Валентин, ее тепловое (флюидное) питание связывается с субвулканическим телом долеритов, отдельные блоки которого обнажаются в стенках кратера. Нижне-Кошелевская система контролируется зоной радиального разлома Западно-Кошелевского вулкана, пространственно тяготеет к кровле многофазной интрузии диоритов – диоритовых порфиритов, но предполагается ее глубинное (мантийное) питание [5, 6]. Разгружающиеся на поверхности термальные воды имеют температуру до 98 °С, кислые и слабокислые (рН=3–5.8), сульфатные или гидрокарбонатно-сульфатные аммониевые с повышенным содержанием кремнекислоты (до 200 мг/л); общая минерализация составляет, в среднем, 0.5–0.8 г/л и достигает 2.5 г/л (в грязе-водных котлах). В составе газов преобладает CO<sub>2</sub>, что типично для многих систем мира, постоянно присутствуют H<sub>2</sub>S, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>. Верхне-Кошелевские парогидротермы отличаются высоким содержанием кислых газов, Нижне-Кошелевские – повышенным содержанием метана (до 67% от объема сухого газа), азота (до 40%), наличием широкого ряда тяжелых углеводородов, а также нефти в конденсате пара [3]. На основании геолого-структурных, гидродинамических и изотопно-геохимических данных предполагается наличие длительноживущей (вероятно, с миоцена по голоцен) Кошелевской гидротермально-магматической системы, объединяющей описанные выше аномалии, остальные группы термальных источников (разгружающиеся на склонах и в основании массива), а также палеогидротермальные системы Аргиллизитовая и Третья Речка [7].

С помощью поисково-разведочного бурения под Нижне-Кошелевской г/а выделена зона перегретого (сухого) пара, распространяющаяся на глубину более 1.5 км [4]. Нижне-Кошелевское пародоминирующее геотермальное месторождение относится к крупным месторождениям такого типа [4, 7]. Зона пара пространственно тяготеет к апикальной части многофазного интрузивного тела диоритов – диоритовых порфиритов. Нашими работами (микросейсмическим зондированием, высокоточными гравиметрией и магнитометрией, электроразведкой методами ВЭЗ-ВП) показано, что эта зона представлена несколькими субверти-



кальными каналами повышенной проводимости для высокотемпературного флюида и приповерхностной областью насыщения пород конденсатом пара и смешанными кислыми термальными водами (рис. 2). Каналы имеют мощность  $\geq 100$  м и протяженность на глубину  $> 5$  км. Приповерхностная область в форме чаши распространяется по вертикали на 250–300 м и по латерали  $\geq 1$  км. Она сложена интенсивно аргиллизированными породами и является зоной гипергенеза современной гидротермальной системы. Выделены также элементы палеогидротермальной системы (блоки, разрывные нарушения), сложенные пропилитами, вторичными кварцитами и монокварцитами и перемежающиеся с открытыми для геотермального теплоносителя структурами.

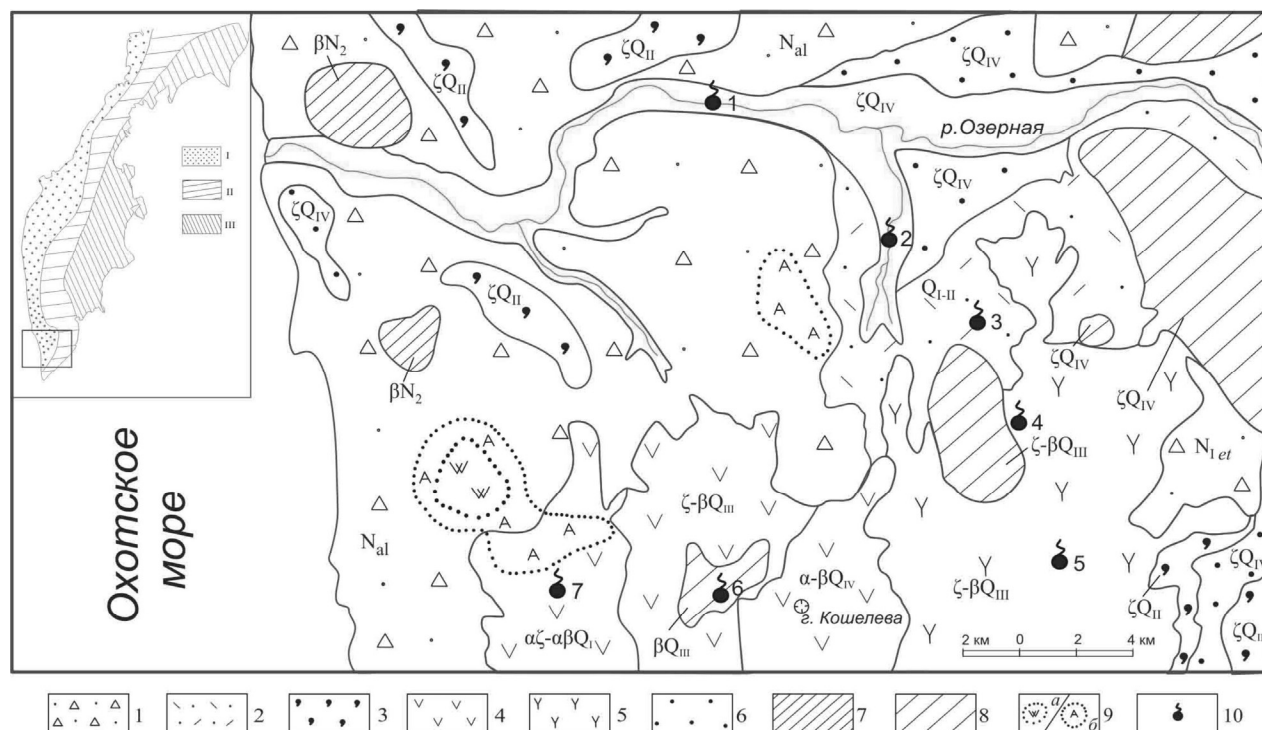


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального (рудного) района Южной Камчатки. Составил С.Н. Рычагов на основании обобщения материалов научных исследований и государственных геологических съемок масштаба 1:200 000. На врезке показаны основные вулканические пояса Камчатки (Западный, Центральный и Восточный) и район исследований.

1 – лавопирокластические отложения фундамента ( $N_{al}$ , алнейская свита, неоген); 2 – вулканогенно-осадочные отложения (туффиты) паужетской свиты нижне-среднечетвертичного возраста ( $Q_{I-II}$ ); 3 – игнимбриты среднечетвертичного возраста ( $Q_{II}$ ); 4 – магматический комплекс Кошелевского вулканического массива: андезидациты – андезибазальты нижнечетвертичного возраста западной части ( $\alpha\zeta - \alpha\beta Q_I$ ), дациты – базальты среднечетвертичного возраста центральной части ( $\zeta - \beta Q_{III}$ ), андезибазальты верхнечетвертичного возраста восточной части ( $\alpha - \beta Q_{IV}$ ); 5 – лаво-экструзивный комплекс пород от дацитов до базальтов Камбального хребта ( $\zeta - \beta Q_{III}$ ); 6 – пемзовые отложения дацитов – риолитов верхнечетвертичного возраста ( $\zeta Q_{IV}$ ); 7 – субвулканические и экструзивные тела основного состава неогенового возраста; 8 – то же, контрастного (от базальтов до дацитов) состава средне-верхнечетвертичного возраста ( $\beta Q_{III}$ ,  $\zeta - \beta Q_{III}$ ,  $\zeta Q_{IV}$ ); 9 – поля вторичных кварцитов ( $a$ ) и аргиллизитов ( $b$ ); 10 – основные термоаномалии района: 1 – Первые Горячие Ключи (Пионерлагерь), 2 – Вторые Горячие Ключи (Паужетское месторождение), 3 – Северо-Камбальная, 4 – Центрально-Камбальная, 5 – Южно-Камбальная, 6 – Верхне-Кошелевская, 7 – Нижне-Кошелевская.

В верхних горизонтах зоны гипергенеза гидротермальной системы вулканические породы под воздействием газо-водных потоков преобразуются в гидротермальные глины, состоящие из кристаллических, аморфных и переходных минеральных фаз (рис. 3). Толща гидротермальных глин обладает свойствами верхнего водоупора, теплового изолятора, термодинамического и сложного геохимического барьера [10]. В целом, зона гипергенеза характеризуется высокой динамикой и скоростью протекания геотермальных процессов. Так, нами показано, что при образовании Нижне-Кошелевского Нового термального поля аргиллизация делювиальных отложений с полным замещением исходного субстрата глинистыми минералами происходит в режиме реального времени (за несколько лет). Аргиллизация пород связана с активным транспортом Au, Ag, Hg, цветных и редких элементов в виде комплексных соединений и отложением металлов в глинах в оксидной, сульфидной и др. минеральных формах [9]. Источником катионов ряда металлов служат как вмещающие породы и гидротермально-метасоматические новообразования, так и глубинный восстановленный флюид.

Рис. 2. Геологический разрез Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения [4] и строение современной и палеогидротермальной систем в разрезе месторождения по материалам исследований Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН.

1 – диориты; 2 – диоритовые порфириды; 3 – мегабрекчии апикальной части интрузии; 4 – лавы андезитов; 5 – туфы и туффиты андезитов – андезибазальтов; 6 – лавы и туфы андезитов – андезидацитов; 7 – лавы и экструзии андезидацитов – дацитов; 8 – кровля интрузивного комплекса; 9 – разрывные тектонические нарушения, залеченные вторичными гидротермальными минералами; 10 – то же, проникаемые для современных гидротерм; 11 – граница зоны кипения гидротерм на основании гидродинамических испытаний в скважинах; 12 – скважины; 13 – блоки пород жесткие, высокоскоростные для микросейсмических волн и слабо проникаемые для гидротерм; 14 – блоки пород относительно разуплотненные, трещины и поры в которых залечены вторичными гидротермальными минералами; 15 – блоки пород разуплотненные – зона современного парообразования и восходящего газо-гидротермального потока; 16 – Нижне-Кошелевское Новое термальное поле (проекция на разрез); 17 – зоны перетока (циркуляции) конденсатных вод или (и) гидротерм, восходящих по субвертикальным трещинам.

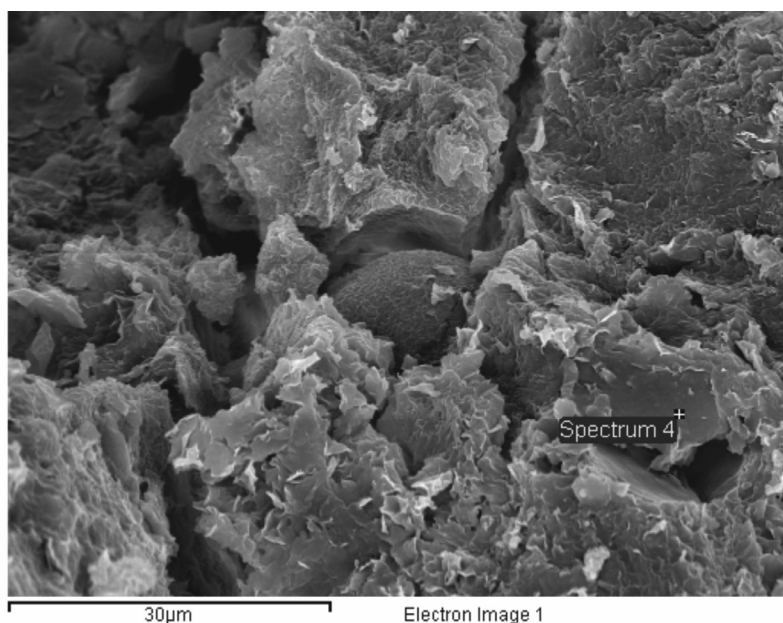
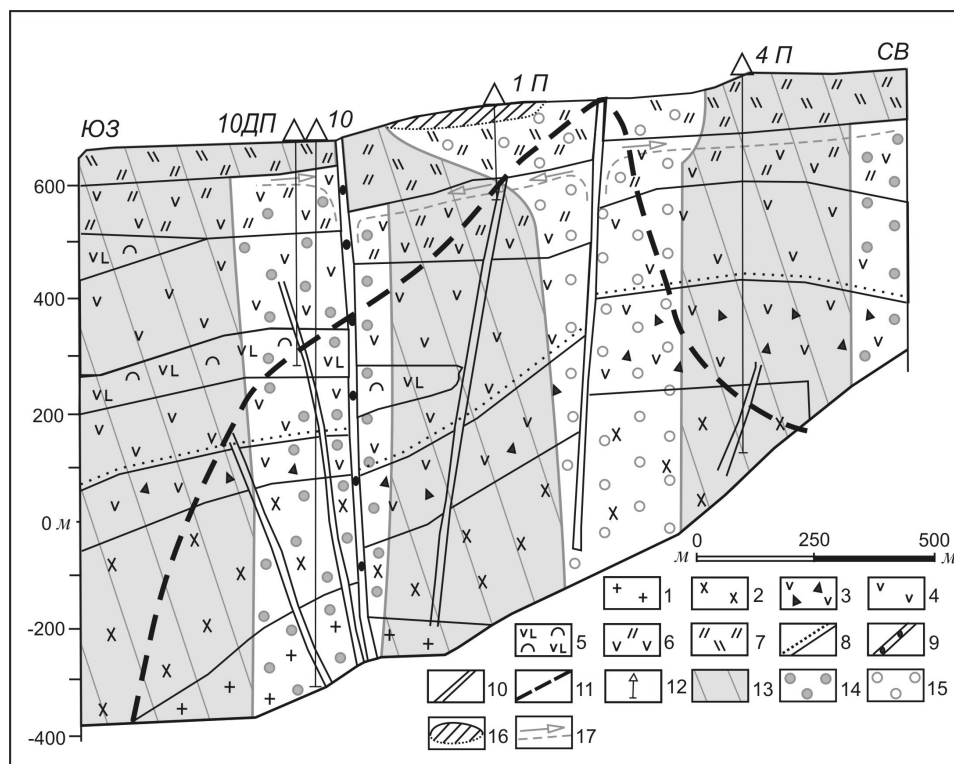


Рис. 3. Типичные микро- и наноструктуры гидротермальных глин Нижне-Кошелевской термоаномалии: листоватые, пластинчатые, коллоидные, глобулярные. Химический состав представлен Al, Si, Fe, S, Ti, Ca, Mg, K, др. элементами. Данные получены на кафедре инженерной и экологической геологии Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова В.Н. Соколовым и М.С. Черновым, растровый электронный микроскоп LEO 1450VP, оснащенный энерго-дисперсионным спектрометром INCA 300

Таким образом, на примере современных гидротермальных систем Кошелевского вулканического массива и одноименной длительноживущей гидротермально-магматической системы показано значение таких геологических структур для образования геотермальных пародоминирующих и эпи-мезотермальных рудных месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 13-05-00262а).

Петрозаводск, 15–20 сентября 2015 г.

## Литература

1. Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58–84.
2. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
3. Лебедев М.М., Декусар З.Б. Проявление углеводородов в термальных водах Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1980. № 5. С. 93–97.
4. Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52–63.
5. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45.
6. Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
7. Рычагов С.Н. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 3–28.
8. Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В. Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–56.
9. Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В., Сергеева А.В., Соколов В.Н., Чернов М.С., Щегольков Ю.В. Миграция катионов в гидротермальных глинах: к вопросу о критериях металлоносности газо-гидротермальных флюидов геотермальных месторождений Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 23–36.
10. Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С. Гидротермальные глины как высокодинамичная коллоидно-дисперсная минерало-геохимическая система // ДАН. 2010. Т. 435. С. 806–809.

## ЯГОДНИНСКО-БАННАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА (КАМЧАТКА): КОНТРОЛЬ ЦЕОЛИТОВОГО, РУДНОГО И ГЕОТЕРМАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рычагов С.Н., Бойкова И.А., Сандмирова Е.И.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, E-mail: rychns@kscnet.ru

Банно-Карымшинский район (Южная Камчатка) привлекает повышенное внимание в связи с развитием здесь длительноживущих вулканогенно-рудных центров, образованием контрастных по составу магматических пород, широким распространением игнимбритов и риолитовых туфов, формированием крупных кальдер и мощных толщ гидротермально измененных пород, включающих рудную минерализацию. В районе известны современные термоминеральные источники Банные (Большие и Малые), Карымчинские, Карымшинские [4]; геотермальное месторождение Большебанное и эпитемальное рудное месторождение Больше-Банное [1]. На основании бурения скважин и проходки горных выработок изучено Ягоднинское месторождение цеолитов, перлитов и активных минеральных добавок, обладающее высоким качеством сырья [3]. В последние годы на территории смежного с исследуемым нами районом выделена гигантская Карымшинская кальдера [2]. Вместе с тем, эти исследования не дают целостного представления об эволюции магматических и гидротермальных процессов, которые привели к образованию широкого ряда месторождений на ограниченной площади. Задачей настоящего доклада является уточнение геологического строения выделенной нами Ягоднинско-Банной гидротермально-магматической системы, контролирующей месторождения различного типа [5]; характеристика состава и условий образования эпитемальной рудной и цеолитовой минерализации; построение общей концепции эволюции магматических, геотермальных и минерало-рудообразующих процессов в этой длительноразвивающейся геологической структуре.

Ягоднинско-Банная гидротермально-магматическая система входит в состав Банно-Карымшинского длительноживущего (с эоцена по голоцен) центра магматической, геотермальной и рудной активности. Центр расположен в пределах Южно-Камчатского прогиба складчато-блоковой зоны Восточно-Камчатского вулканического пояса и представляет собой крупный геотермальный (рудный) район (рис. 1). Район характеризуется развитием контрастных по составу магматических пород, широким распространением игнимбритов и риолитовых туфов, формированием крупных кальдер и купольно-кольцевых структур. Ягоднинско-Банная гидротермально-магматическая система локализована в купольно-кольцевой вулcano-тектонической структуре диаметром около 30 км (рис. 2). Центральная часть структуры выделяется скоплением крупных многофазных интрузивно-субвулканических и экструзивно-субвулканических комплексов, имеющих состав от сиенито-диоритов до трахипаритов и базальтов. К экструзивно-субвулканическому комплексу отметки 1081 приурочено Ягоднинское месторождение цеолитового сырья, перлитов и активных минеральных добавок (рис. 3): толща витро-литокластических туфов мощностью более 100 м содержит клиноптилолит, морденит и др. высококремнистые цеолиты – до 80–90 об. %. Породы месторождения характеризуются большим разнообра-

зием первичных и вторичных структур (рис. 4) и выделяются высокими содержаниями калия. По периферии гидротермально-магматической системы развиты поля пропилитов, зоны вторичных кварцитов, монокварцитов и аргиллизированных пород с рассеянной рудной минерализацией и кварц-карбонат-рудными жилами. К одному из крупных интрузивно-субвулканических комплексов сиенито-диоритов – дацитов приурочено эпitherмальное рудное месторождение Больше-Банное и геотермальное месторождение Большебанное. Вероятно, с этим же комплексом связана другая разгрузка термальных вод – Малые Банные ключи (см. рис. 2). Термальные воды геотермального месторождения характеризуются гидрокарбонатным составом, содержат повышенные концентрации многих химических компонентов (бора, фтора, соединений ряда металлов) и формируются с участием глубинного источника. Гидротермы района обладают бальнеологическими свойствами.

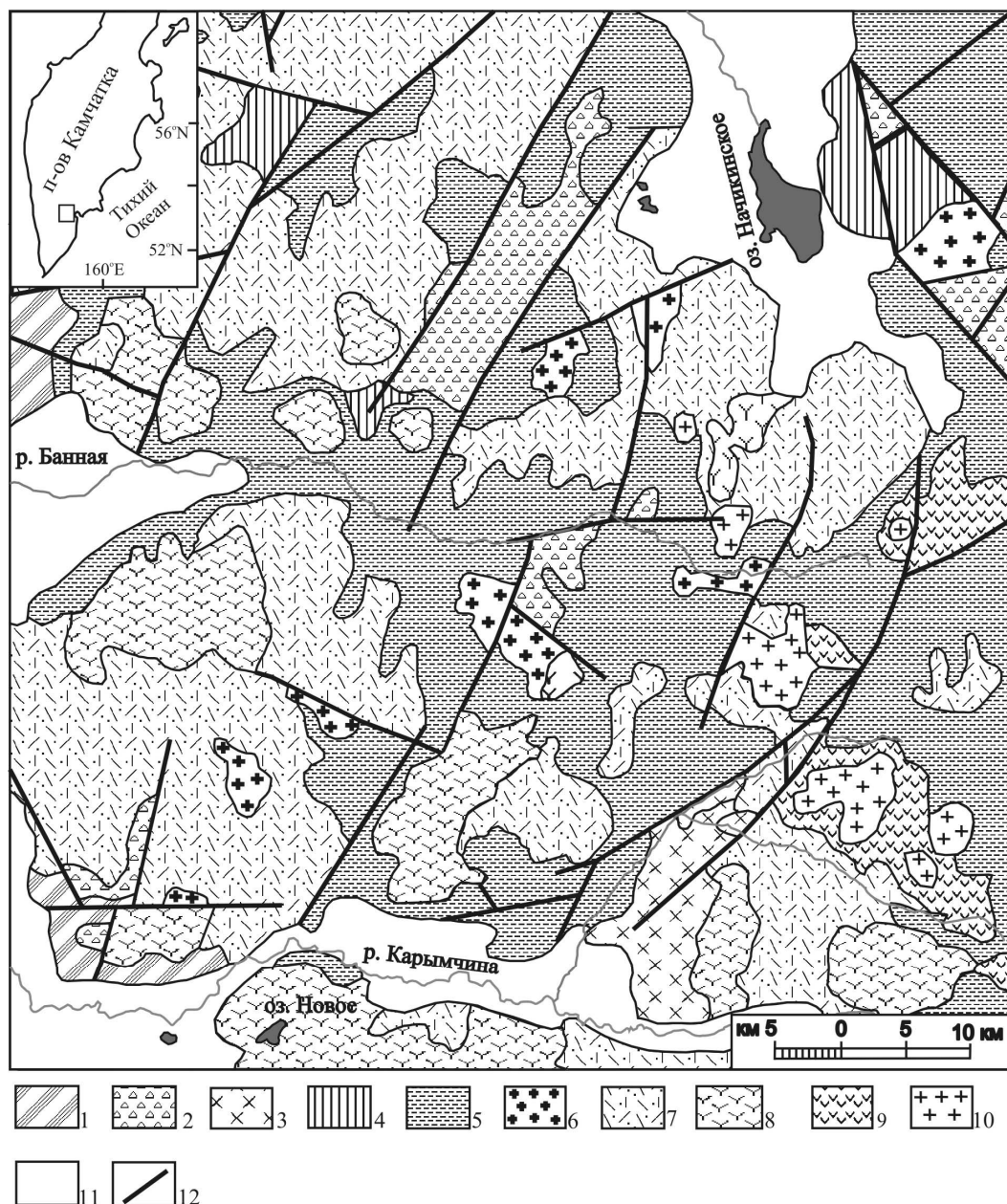


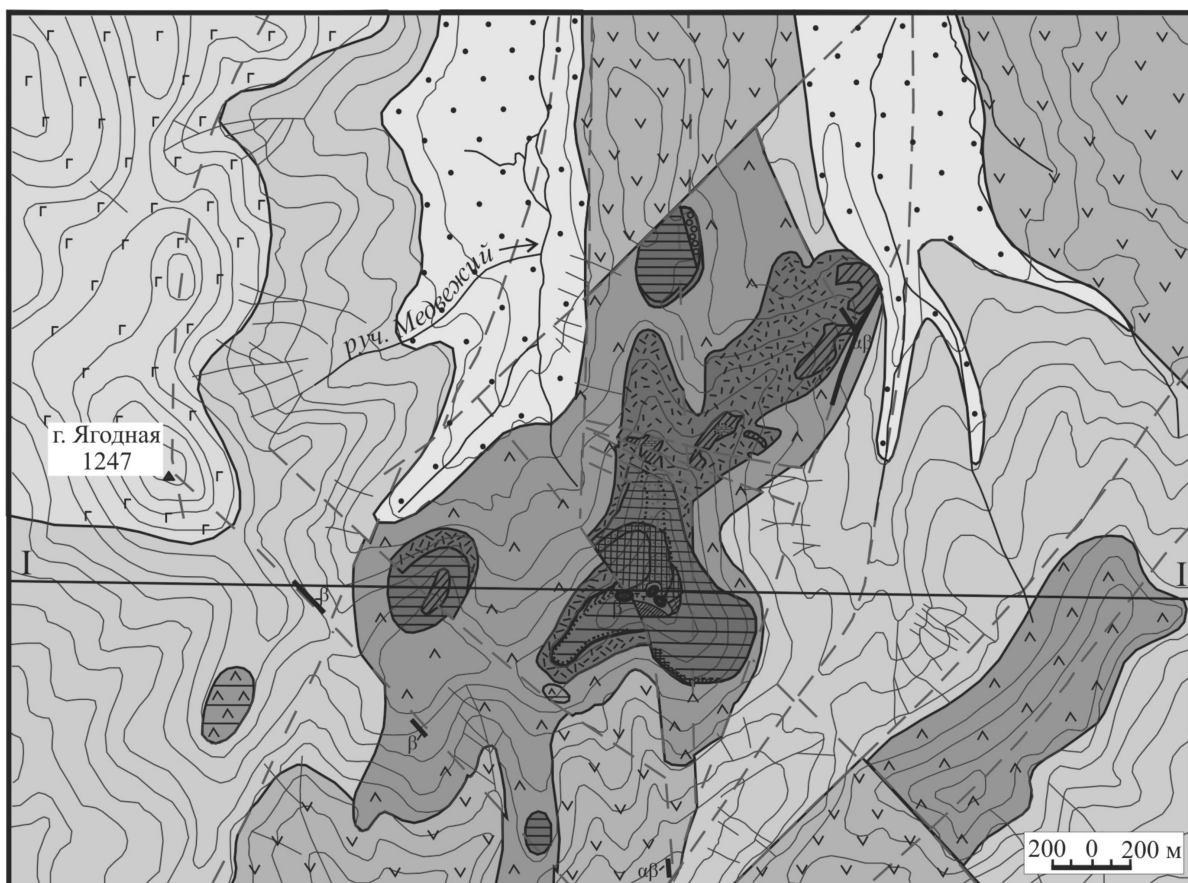
Рис. 1. Банно-Карымшинский вулканогенно-рудный центр. Использованы материалы государственной геологической съемки масштаба 1:200 000 (редактор А.К. Боровцев, 2002). 1–3 – формации Нижнего структурного яруса эоцен-нижнемiocенового возраста:

1 – кремнисто-вулканогенная, 2 – терригенная, 3 – интрузивно-субвулканическая диорит-монзонитовая; 4–6 – формации Среднего структурного яруса средне-верхнемiocенового возраста: 4 – межгорная молассовая (туфопесчаники), 5 – вулканическая (риодациты – андезиты), 6 – экструзивно-субвулканический комплекс пород от кислого до среднего состава; 7–10 – формации Верхнего структурного яруса: 7 – базальтовая, 8 – риолитовая, 9 – базальт-андезитовая, 10 – экструзивно-субвулканический комплекс пород от основного до кислого состава; 11 – современные аллювиальные отложения; 12 – основные разломы.



**Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ягоднинско-Банной гидротермально-магматической системы. Построена с использованием материалов государственной геологической съемки масштаба 1:200 000 (редактор А.К. Боровцев, 2002).**

1 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы Нижнего структурного яруса (Жировской комплекс на западе территории и Мутновский – на востоке); 2–6 – породы Среднего структурного яруса: 2 – песчаники, туфопесчаники и туфы от среднего до кислого состава (Попереченский комплекс), 3 – лавы, туфы и туфоконгломераты от андезитов до андезибазальтов (Южно-Быстринский комплекс), 4 – субвулканические интрузии и дайки среднего и основного состава этого комплекса, 5 – игнимбриты и спекшиеся туфы Карымшинского комплекса риодацитов, 6 – субвулканические интрузии дацитов-риодацитов и дайки этого комплекса; 7–12 – породы Верхнего структурного яруса: 7 – лавы и туфы андезибазальтов Начикинского комплекса, 8 – субвулканические интрузии и дайки этого комплекса, 9 – лавы, туфы и игнимбриты Балаганчиковского комплекса риолитов, 10 – экструзивно-субвулканические тела и дайки этого комплекса, 11 – базальты и шлаковые конусы средне-верхнечетвертичного возраста, 12 – современные аллювиальные отложения; 13 – поля гидротермально измененных пород: пропилиты, вторичные кварциты, аргиллизиты; 14 – участки наиболее окварцованных пород с сульфидной и другой минерализацией; 15 – кварцевые и кварц-карбонатные жилы; 16 – разломы; 17 – условная граница Ягоднинско-Банной гидротермально-магматической системы, выделяемая на основании дешифрирования космических снимков; 18 – месторождения полезных ископаемых: 1 – Ягоднинское цеолитовое, 2 – Большеебанное геотермальное, 3 – Большеебанное эпитемальное рудное, 4 – термальные источники Малые Банные.



Геологический разрез по линии I-I

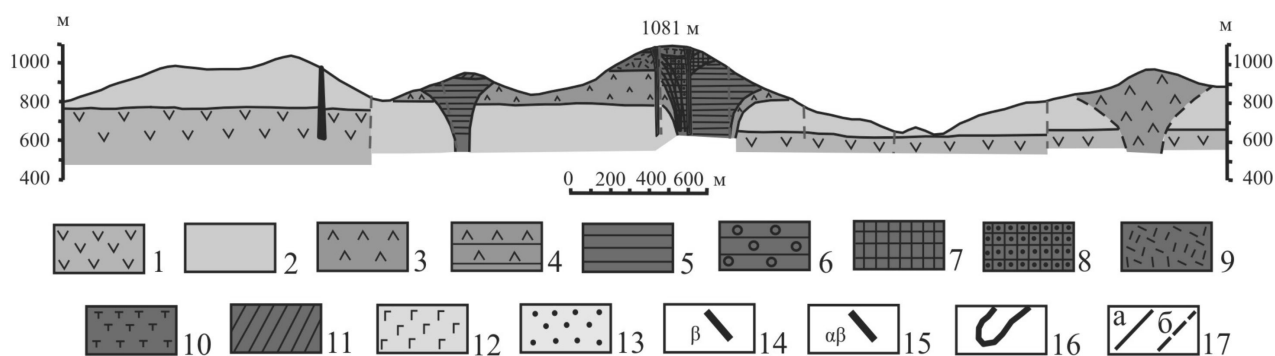
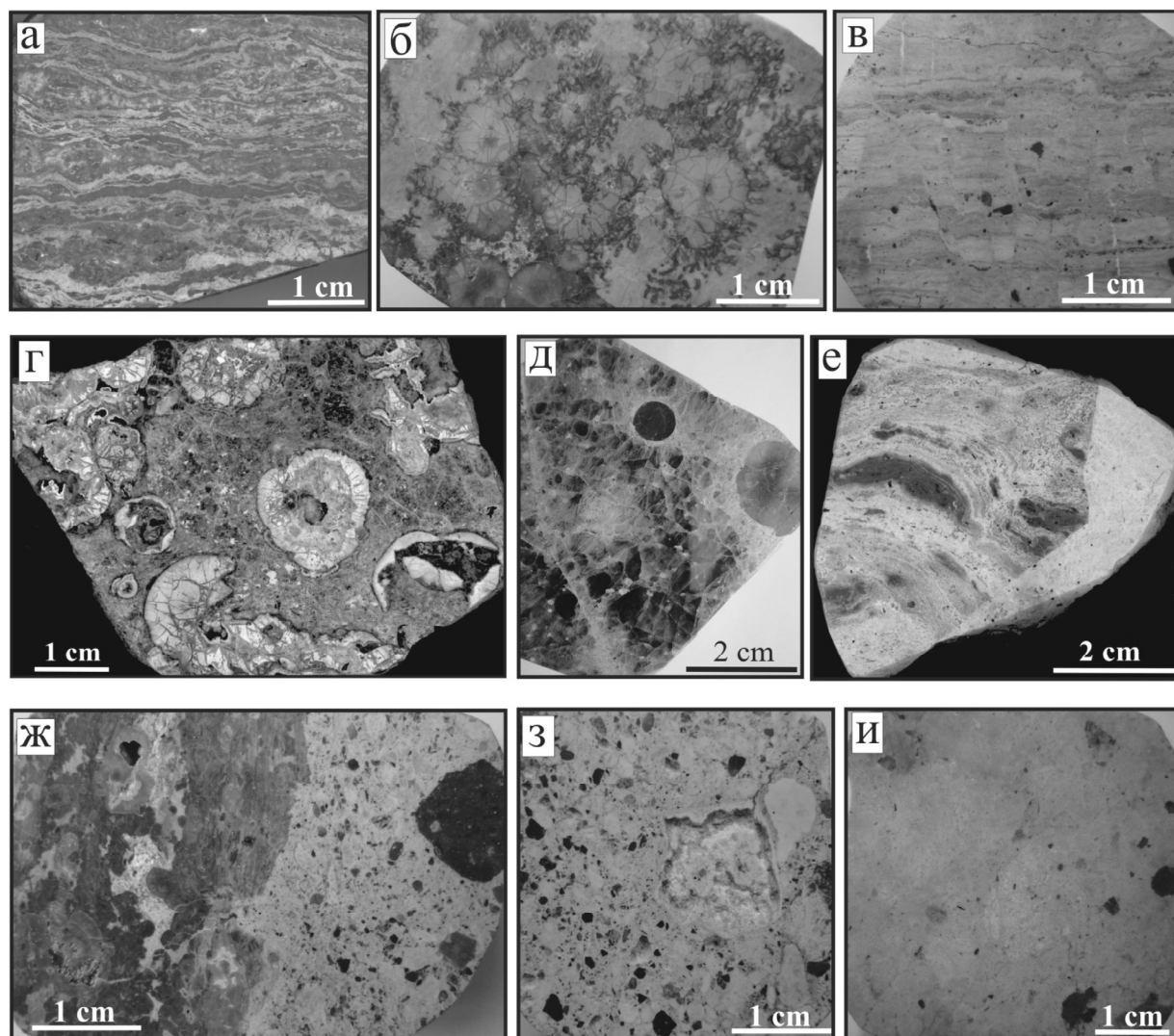


Рис. 3. Схематическая геологическая карта района Ягоднинского месторождения цеолитового сырья, перлитов и активных минеральных добавок [3].

1 – андезиты, андезитовые туфы; 2 – риолиты; 3 – лавы дацитов; 4 – экструзивные дациты; 5 – тонкополосчатые риолиты; 6 – сферолитовые риолиты; 7 – желтовато-коричневые перлиты; 8 – желтовато-коричневые сферолитовые перлиты; 9 – цеолитизированные перлиты; 10 – туфы, туффиты, туфобрекчии; 11 – темно-серые и зелёные перлиты; 12 – эффузивные базальты; 13 – аллювиальные отложения; 14 – дайки базальтов; 15 – дайки андезибазальтов; 16 – цеолитизированные перлитовые брекчии; 17 – тектонические нарушения: а) установленные, б) предполагаемые.





**Рис. 4. Структуры и текстуры пород района Ягоднинского месторождения цеолитового сырья, перлитов и активных минеральных добавок.**

а – полосчатый риолит; б – сферолитовый риолит, сферолиты кремнистого состава; в – цеолитизированный риолит; г – сферолитовый перлит, сферолиты кварц-полевошпатового состава в стекле; д – сферолитовый перлит, сферолиты полевошпатового состава в стекле; е, ж – цеолитизированные туфы риолитового состава с обломками лав и туфолав; з, и – обломочные породы риолитового состава, нацело замещенные цеолитами и глинистыми минералами.

Таким образом, Банно-Карымшинский геотермальный (рудный) район и Ягоднинско-Банная гидротермально-магматическая система обладают большими энергетическими, минеральными (в т. ч. рудными) и бальнеологическими ресурсами и представляют значительный интерес для перспективного социально-экономического развития Камчатского края. Формирование концепции такого развития возможно на основе обобщения результатов научно-практических работ и проведения новых комплексных научных исследований.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 13-05-00262а).*

#### **Литература**

1. Краевой Ю.А., Охалкин В.Г., Сережников А.И. Результаты гидрогеологических и геотермических исследований Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 179–211.
2. Леонов В.Л., Rogozin A.H. Карымшина – гигантская кальдера-супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 14–28.
3. Наседкин В.В. Кислый вулканизм и водосодержащие вулканические стекла Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1983. 103 с.

4. Серезникова А.И., Зимин В.М. Геологическое строение Паратунского геотермального района, влияние отдельных геологических факторов на современную гидротермальную деятельность // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 115–142.

5. Sergey N. Rychagov, Irina A. Boikova and Elena I. Sandimirova. Yagodninskaya-Bannaya Hydrothermal-Magmatic System: A Geological-Geochemical Model and Importance for Socio-Economic Development of Russia's Kamchatka Krai // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19–25 April 2015.

## КЛЮЧЕВСКАЯ СОПКА: БАЗАЛЬТЫ ПРОРЫВА ИМЕНИ Б.И. ПИЙПА 1966 г.

Спиридонов Э.М.<sup>1</sup>, Ладыгин В.М.<sup>1</sup>, Коротаева Н.Н.<sup>1</sup>, Пилипенко О.В.<sup>2</sup>, Самсонов А.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, ernstspiridon@gmail.com

<sup>2</sup>Институт Физики Земли РАН, Москва

<sup>3</sup>ИГЕМ РАН, Москва

*Магма – не столько вещество, сколько – процесс*

Томас Вульф Барт, 1956

Ключевской – величайший вулкан Евразии достиг почти 5 км высоты за счёт того, что в течение 7 тысяч лет (таков возраст вулкана) ежегодно поставляет на поверхность 55 млн. т – половину вулканической продукции современной Курило-Камчатской провинции [7]. Из вершинного кратера в настоящее время извергаются высокоглинозёмистые базальты, из побочных кратеров у подножия вулкана – магнезиальные базальты. Для более ранних извержений Ключевского вулкана в целом установлено чередование во времени магнезиальных и высокоглинозёмистых базальтов [4, 7].

**Прорыв имени Б.И. Пийпа.** По наблюдениям И.Т. Кирсанова вершинное извержение Ключевской сопки 1965–1966 г.г. закончилось прорывом побочных кратеров Пийпа вдоль радиальной трещины на склоне вулкана на высоте 1.9–2.1 км. Извержения прорывов Пийпа имели эксплозивный и эффузивный характер. В устьевой части скорость лавового потока достигала 1500 м/час, во фронтальной базальтовый поток приобрёл глыбовый характер, его скорость снизилась до 0.1 м/час. Температура жидкой лавы менялась от 1170 до 950 °С [3]. Длина базальтового потока 11 км, мощность до 50 м, в среднем 20 м. Кровлю, подошву и боковые части потока образуют лавовые брекчии. Лавы слагают менее трети мощности потока в его центре. Толщина лавового горизонта до 4, редко до 7 м, его эндоконтакты образуют стекловатые породы. Изучены образцы базальтов, взятые в 440 м от окончания потока. В придонной части лавового горизонта базальты нередко обогащены вкрапленниками оливина, иногда до 30 об. %, и авгита до 25 об. %, по составу это меланократовые базальты (табл., ан. 1), их плотность 2.94 г/см<sup>3</sup>. Основной объём лавового горизонта занимают мезократовые оливин-содержащие базальты, их плотность 2.90 г/см<sup>3</sup>, по составу (ан. 2, 3) они близки к глинозёмистым базальтам островодужного типа по [8]. Верху лавового горизонта часто слагают богатые вкрапленниками плагиоклаза лейкократовые базальты, их плотность 2.87 г/см<sup>3</sup>, это типичные островодужные известково-щелочные высокоглинозёмистые базальты (ан. 4, 5). Таким образом, в нижней части Ключевского вулкана среди излившихся в недавнее время базальтов не мало высокоглинозёмистых.

Химический состав (масс. %) базальтов потока прорыва Пийпа в 440 м от его окончания. Коллекция В.М. Ладыгина и А.В. Самсонова

компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	50.09	52.41	52.43	53.11	53.14
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.92	0.98	0.93	0.90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.15	0.17	0.17	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.66	18.55	18.69	19.95	20.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.59	8.35	8.54	8.01	7.74
MgO	11.83	5.44	5.38	4.01	3.75
CaO	10.52	9.66	9.22	8.93	9.02
Na <sub>2</sub> O	2.35	3.16	3.29	3.46	3.52
K <sub>2</sub> O	0.54	0.90	0.93	1.00	0.99
Cr, г/т	734	122	99	40	21
V, г/т	194	185	174	187	168
Ni, г/т	213	42	44	26	24
Co, г/т	39	26	21	23	24
K/Rb	380	375	385	375	375



Изученные базальты представляют дифференцированную серию с линейными связями компонентов, при устойчивых величинах  $K/Rb \sim 380$  и  $Fe/Mn \sim 60$ , с четко выраженной анортозитовой тенденцией магматической дифференциации по [5, 6]. Очевидной её причиной являлся процесс кристаллизационно-гравитационной дифференциации [1, 2] с сегрегацией оливина с включениями хромшпинелидов, с одной стороны, и плагиоклаза с включениями вулканического стекла, с другой. В меланобазальтах сконцентрированы Ni (в оливине) и Cr (в хромшпинелидах), в них повышенные величины  $Ni/Co = 5.5$  и  $Cr/V = 3.8$ . В мезократовых базальтах  $Ni/Co = 1.8$  и  $Cr/V = 0.6$ , в лейкократовых базальтах  $Ni/Co = 1.0$  и  $Cr/V = 0.1-0.2$ , – поскольку в них титаномагнетита с ванадием существенно больше, чем хромшпинелидов.

**Вкрапленники базальтов прорыва им. Б.И. Пийпа.** Это кристаллы плагиоклаза, оливина с включениями хромшпинелидов, авгита и редкого бронзита размером до 2–4 мм. 1 поколение – незональный оливин  $Fo_{89.5-89}$  с включениями октаэдров незонального алюмомагнезиохромита Cr# 64–62, и, возможно, битовнит  $An_{86-87}$ . 2 поколение – незональный оливин  $Fo_{85-83}$  (оторочки на раннем оливине и обособленные вкрапленники) с включениями идиоморфных кристаллов незонального алюмохромита Cr# 62–60, незональные эндиопсид-авгит  $Ca_{39}Mg_{50}Fe_{11}$  и бронзит  $Ca_4Mg_{82}Fe_{15}$ , возможно и битовнит  $An_{79-81}$ ; клинопироксен содержит от следов до 0.4, редко до 0.7 масс. %  $TiO_2$  и < 0.5%  $Cr_2O_3$ . 3 поколение вкрапленников – осцилляционно-зональный оливин  $Fo_{83-86-84-77-73-86-74-71-78-82}$  с включениями осцилляционно-зональных хромшпинелидов (рис. 1), осцилляционно-зональный авгит (рис. 2), осцилляционно-зональный плагиоклаз –  $An_{66-54-62-57-65-58}$ ,  $An_{56-52-71-59}$ ,  $An_{59-51-63-58}$ . Осцилляционно-зональные хромшпинелиды по-видимому обнаружены впервые; это чередование низкотитанистых алюмохромита (до хромита) и ферриалюмохромита Cr# 72–52, вероятно вызванное колебаниями  $f O_2$  при общей тенденции роста глинозёмистости до хромгерцинита и феррихромгерцинита внешних зон Cr# 46–40. Внутренние светлые зоны (рис. 2) осцилляционно-зональных вкрапленников клинопироксена слагает авгит  $Ca_{36-39}Mg_{44-41}Fe_{19-22}$ , промежуточные тёмные зоны – эндиопсид-  $Ca_{40-38}Mg_{52}Fe_{8-10}$  и авгит  $Ca_{41-42}Mg_{48-46}Fe_{11-12}$ , обогащённые хромом – до 1 масс. %  $Cr_2O_3$ , внешние светлые зоны – авгит  $Ca_{31-37}Mg_{44-42}Fe_{19-27}$ . Клинопироксены осцилляционно-зональных вкрапленников содержат до 7 масс. %  $Al_2O_3$ . 4 поколение вкрапленников – оливин с прямой зональностью  $Fo_{86-84-77-73}$  с включениями алюмомагнезиохромита Cr# 50 и алюмохромита до ферриалюмохромита Cr# 59–57–44 с каймами Fe оливина с прямой зональностью  $Fo_{71-68-64-55}$  в сростаниях с пироксенами с прямой зональностью (эндиопсид  $Ca_{43-44}Mg_{50-45}Fe_{7-11}$  – авгит  $Ca_{36-37}Mg_{44-35}Fe_{20-28}$ ), бронзитом  $Ca_4Mg_{70}Fe_{26}$ , Ti алюмоферрихромитом и Al хромтитаномагнетитом Cr# 42–40–38–33–27, и обособленные кристаллы тех же пироксенов и битовнит с обратной зональностью  $An_{79-81-84-87}$ . 5 поколение вкрапленников (с включениями зонального Fe оливина) – сложно зональный авгит  $Ca_{36-31}Mg_{44-42}Fe_{20-27}$  с включениями бронзита  $Ca_4Mg_{69}Fe_{27}$  и Al-Cr титаномагнетита Cr# 23–7 до Al титаномагнетита Cr# 3–2, лабрадор-битовнит. Судя по составу, осцилляционно-зональные вкрапленники 3 поколения кристаллизовались при наиболее высокой T до ~ 1250 °C и в наиболее глубоких условиях. Вкрапленники 4 и 5 поколения кристаллизовались вероятно на фоне относительно плавного снижения температуры и давления, т. е. при всплывании базальтового расплава.

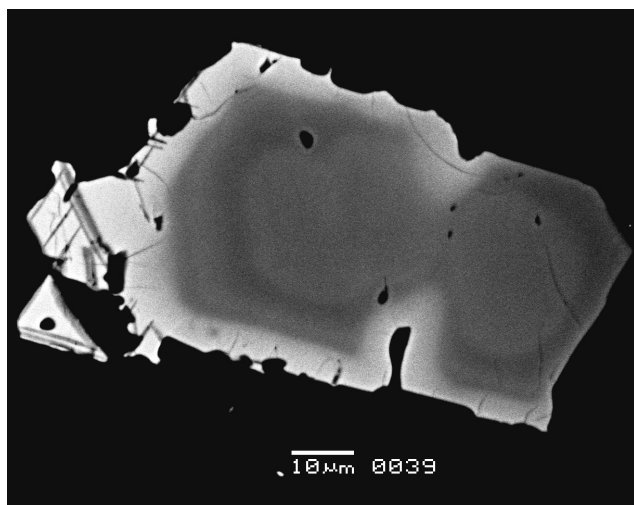


Рис. 1. Включение в краевой части вкрапленника оливина. Осцилляционно-зональный хромшпинелид: чередование хромита и ферриалюмохромита (серые) и алюмохромита (тёмно-серый). Светлая кайма – поздний хромтитаномагнетит. Слева оторочка титаномагнетита с пластинами распада ильменита. В отраженных электронах

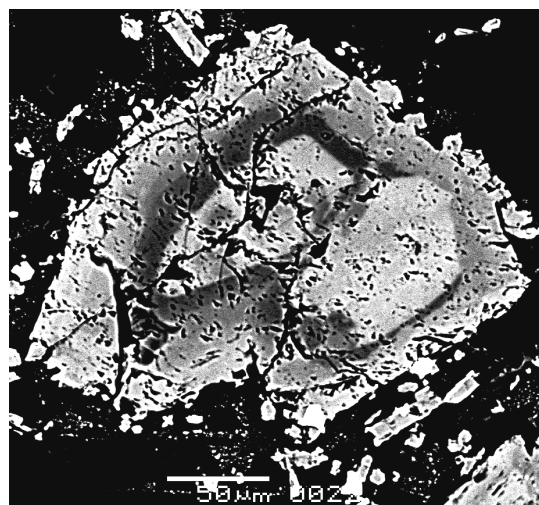


Рис. 2. Вкрапленник 2 поколения – осцилляционно-зональный клинопироксен. Внутренняя светлая зона – авгит  $Ca_{37}Mg_{44}Fe_{19}$ . В составе темной зоны хромистый эндиопсид  $Ca_{38}Mg_{52}Fe_{10}$ . В составе внешней светлой зоны авгит  $Ca_{31}Mg_{42}Fe_{27}$ . На вкрапленник наросли мелкие кристаллы пикролита. В отраженных электронах

**Цементирующая масса оливиновых базальтов прорыва Б.И. Пийпа.** Её слагают микролиты лабрадора с прямой зональностью  $\text{An}_{59-56-52}$  с каймами андезина, пизонит с прямой зональностью  $\text{Ca}_{10-12-14}\text{Mg}_{65-62-59}\text{Fe}_{25-26-27}$  с тонкими каймами ферропизонита, реже авгит  $\text{Ca}_{31}\text{Mg}_{42}\text{Fe}_{27}$ , мелкие кристаллы Mg-Al титаномагнетита  $\text{Cr}\#$  5–0. Более поздние образования цементирующей массы – авгит  $\text{Ca}_{41}\text{Mg}_{40}\text{Fe}_{19}$ , содержащий следы Cr и 1.3–1.5 масс. %  $\text{TiO}_2$ , с включениями Al титаномагнетита  $\text{Cr}\#$  0, и обособленные выделения такого же титаномагнетита. Промежутки между кристаллами выполняет вулканическое стекло трахиандезитового состава:  $\text{SiO}_2$  60.11;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.22;  $\text{TiO}_2$  1.61; Cr не обн.;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  18.68; FeO 4.68; MnO 0.06; MgO 1.36; CaO 6.69;  $\text{Na}_2\text{O}$  4.40;  $\text{K}_2\text{O}$  4.04; S 0.09; Cl 0.08 масс. %. Титаномагнетит испытал окислительный распад и представлен тонко решётчатыми срастаниями Ti магнетита (матрица) и ильменита (рис. 1). По данным микрозондового анализа состав ильменита  $\text{Ilm}_{78}\text{Hem}_{22}$ , состав Ti магнетита матрицы  $\text{Ulv}_{23}\text{Mt}_{77}$ ; судя по величине точки Кюри (420–460 °C) в среднем-  $\text{Ulv}_{24}\text{Mt}_{76}$ . Оценка T распада по титаномагнетит-ильменитовому геотермометру ~900 °C при  $\lg f \text{O}_2$  –11, что заметно выше кварц-магнетит-фаялитового буфера, стандартного для магматитов. Вероятно, распад титаномагнетита проходил при повышенном  $\text{PH}_2\text{O}$ .

**Опацитовые каймы вокруг оливина и авгита.** По данным микрозондового анализа в их состав входят малотитанистые магнетит и Mn-Al магнезиоферрит. С этим коррелируется состав магнитных минералов стекловатых базальтов, судя по величине точки Кюри ~ 520 °C.

**Закключение.** Установлена весьма сложная история кристаллизации базальтов прорыва им. Б.И. Пийпа. Полученные данные возможно свидетельствуют о наличии обособленной, протяжённой по вертикали магматической камеры – источника базальтов потока Пийпа.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00839).*

#### Литература

1. Барт Т.В.Ф. Теоретическая петрология. М.: ИЛ. 1956. 414 с.
2. Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород. М.-Л.-Новосибирск: ОНТИ НКТП СССР, 1934. 324 с.
3. Кирсанов И.Т. Извержение Ключевского вулкана в 1966 г. с прорывом побочных кратеров им. Пийпа // Бюлл. вулканол. станций. 1968. № 44. С. 11–29.
4. Пийп Б.И. Ключевская Сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Тр. Лабор. вулканол. 1956. Вып. 11. 165 с.
5. Спиридонов Э.М. Анортозитовая тенденция магматической дифференциации. В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 162–166.
6. Спиридонов Э.М. Некоторые замечания о базальтах и анортозитах Земли и Луны в связи с особенностями эволюции этих планет // Докл. АН СССР, 1980. Т. 251. С. 951–953.
7. Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т., Федотов С.А., Горельчик В.И., Жаринов Н.А. Вулкан Ключевской. В кн.: Действующие вулканы Камчатки. Том 1. М.: Наука, 1991. С. 106–153.
8. Kuno H. High alumina basalts // J. Petrol. 1960. Vol. 1. P. 125–145.



**Диагностика  
и классификация  
кристаллических  
горных пород**



# **СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ КОЛЛЕКЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД И НОВЫЕ ЭКСПОЗИЦИИ В РУДНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОМ МУЗЕЕ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ (ИГЕМ) РАН**

**Богатиков О.А., Докучаев А.Я., Суханов М.К., Смольянинова В.Н., Каргин А.В.**

*ИГЕМ РАН, Москва, e-mail: dok@igem.ru*

Рудно-петрографический музей – структурное подразделение (сектор) ИГЕМ РАН. Его фонды используются в научных целях и тесно связаны с профильными дисциплинами, развивающимися в ИГЕМ РАН. Он относится к типу научно-исследовательских музеев. Это единственный в России специализированный музей, располагающий систематической коллекцией всех известных видов магматических горных пород. Музей имеет региональные коллекции, представляющие магматические породы и главные типы руд большинства рудных районов России и ряда зарубежных стран, а также тематические коллекции, иллюстрирующие особенности магматизма и рудообразования отдельных этапов и геодинамических обстановок, проявившихся в ходе эволюции Земли.

В 1930 году на базе бывшего Императорского Минералогического и геологического музея им. Петра Великого в Ленинграде были созданы специализированные институты Академии наук – Минералогический, Геохимический, Геологический и другие. Франц Юльевич Левинсон-Лессинг в это время был директором Геологического Музея им. Петра Великого АН СССР. Он способствовал преобразованию Петрографического отдела данного музея в Петрографический институт (ПЕТРИН), а геологические коллекции ПЕТРИНа стали основой для создания Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН, который с 1934 года, после переезда АН СССР в Москву, размещается в доме № 35 по Старомонетному переулку.

Ф.Ю. Левинсон-Лессинг постоянно занимался вопросами классификации магматических горных пород и создавал систематическую коллекцию, в которую входили хорошо изученные («эталонные») породы. По мере совершенствования классификации магматических горных пород, пополнялись и видоизменялись основные фонды музея.

Поэтому систематическая коллекция современного Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН уникальна – она является результатом и отражением истории развития представлений о классификации магматических горных пород. В ней имеются образцы выдающихся исследователей, передававшиеся в музей в разное время. Наиболее ранними являются образцы и шлифы из Геологического Музея им. Петра Великого, которые хранятся как в фондах музея, так и представлены в систематической коллекции (и экспозициях) музея. Например, образец андезита в систематической коллекции был отобран А.Ф. Постельсом в Петропавловской бухте Камчатки во время российского кругосветного плавания под командованием капитана Ф.П. Литке на военном шлюпе «Сенявин» (1826–1829 гг.). Базальты, диабазы и тешениты из коллекции пропавшей экспедиции Э.В. Толля (на шхуне «Заря» в район Новосибирских островов, 1902 г.) были обнаружены на острове Беннетта в ходе спасательной операции и вывезены лейтенантом А.В. Колчаком. Большую часть систематической коллекции составляют образцы Ф.Ю. Левинсон-Лессинга и его учеников – Д.С. Белянкина, П.И. Лебедева, В.П. Петрова и других исследователей. Имеются образцы многих выдающихся геологов – В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана, С.В. Обручева, А.Н. Заварицкого, Д.С. Коржинского и других ученых. В советский период систематическая коллекция пополнялась усилиями сотрудников ИГЕМ РАН, в первую очередь, лаборатории Петрографии. В настоящее время в систематической коллекции насчитывается 415 образцов, собранных в результате работ более 100 исследователей в различных районах Земли. Все образцы имеют химические анализы и шлифы, занесены в электронную Базу данных.

Первичное наполнение Базы данных производится в программе Microsoft Access 2013: 1) музейный номер, 2) место хранения, 3) коллекционный номер, 4) макроскопическое (авторское) описание образца, 5) место взятия, 6) кем отобран образец (автор), 7) наличие шлифов (аншлифов), 8) химический анализ, 9) дополнительная информация (размеры образца, его форма). Визуальная информация представлена: 10) макрофотографиями образцов, 11) сканированными изображениями этикеток и шлифов (в отраженном и проходящем свете), 12) микрофотографиями шлифов.

В настоящее время осуществляется межплатформенная интеграция с базой данных MySQL и создается интерактивный каталог образцов Рудно-петрографического музея ИГЕМ РАН и структурных подразделений института (работа начата в сотрудничестве с Лабораторией Петрографии им. академика А.Н. Заварицкого).

Начало создания научной систематики магматических пород положено в прошлом столетии (классические труды К. Розенбуша, Ф.Ю. Левинсон-Лессинга и других основоположников петрографии). Так, главные типы магматических пород, выделяемые по химическому составу – ультраосновные, основные,

средние и кислые – были предложены Ф.Ю. Левинсон-Лессингом еще в 1897 г. на VII сессии Международного геологического конгресса. Координация петрографических и петрологических исследований в Российской Федерации была возложена на Петрографический Комитет (в настоящее время Межведомственный Петрографический Комитет при ОНЗ РАН – МПК, базирующийся в ИГЕМ РАН, председатель – академик О.А. Богатиков). МПК создал специальную комиссию по номенклатуре и терминологии магматических горных пород, которая опубликовала свои варианты «Классификации» в 1969, 1971 и 1983–1984 гг. [1 и др.]. Последний вариант национальной классификации был утвержден МПК 10 января 2008 года и опубликован в «Петрографическом кодексе» 2009 года [2], впоследствии изданном на английском языке [3]. Каждый из указанных вариантов вносил дополнения и изменения в предыдущий. Помимо этого, петрографические открытия продолжались на протяжении всего XX века, а самые последние из них сделаны несколько лет назад. В частности, такие магматические породы, как коматиит, бонинит и онгонит, открыты и подробно изучены лишь недавно. Соответственно, дополнялась и совершенствовалась систематическая коллекция в Рудно-петрографическом музее ИГЕМ.

В основу классификации магматических пород в музее положены их генезис, химический и минеральный составы и иерархические подразделения, принятые для систематики объектов исследования в других естественных науках: тип, класс, группа, ряд, семейство, вид, разновидность. Не все магматические породы могут быть классифицированы однозначно при использовании только одной системы. Соответственно, Подкомиссия по систематике магматических горных пород Международного союза геологических наук (МСГН), с учетом предложений МПК, разработали несколько классификаций, каждая из которых применима к определенным группам пород. Систематическая коллекция Рудно-петрографического музея ИГЕМ учитывает все эти принципы и особенности. В связи с этим, в ней значительно больше образцов, чем собственно петрографических видов (около 130).

В настоящее время фонды музея насчитывают около 40 тысяч единиц хранения, включая шлифы и аншлифы. Главные типы пород и руд, систематическая коллекция, а также редкие и уникальные образцы демонстрируются в 32 экспозициях, хотя музей сравнительно небольшой (площадь помещения составляет всего 147 м<sup>2</sup>). Экспозиции музея предназначены прежде всего для специалистов в области петрографии, но играют важную роль и в образовательном процессе, в частности, для курса лекций «Основы минералогии и петрографии», предназначенного студентам геологических специализаций ВУЗов.

В последнее время создан ряд новых тематических экспозиций, посвященных как различным типам пород, так и изучавшим их ученым-исследователям.

Экспозиция «Ученые Института на трудовом фронте в годы Великой Отечественной войны» находится в центре музея и информирует посетителей об истории Института и научных достижениях его сотрудников, многие из которых начинали свою трудовую деятельность во время войны, изучали рудные месторождения и стали выдающимися учеными.

В экспозиции «Мир минералов», посвященной 100-летию со дня рождения академика Ф.В. Чухрова, директора ИГЕМ РАН с 1955 по 1986 гг., представлены красивые и эффектные образцы минералов, коллекция которых создана за годы существования музея.

Экспозиция «Неметаллические полезные ископаемые» была создана в 2008 году, когда исполнилось 100 лет со дня рождения профессора В.П. Петрова, в течение 40 лет возглавлявшего отдел Неметаллических полезных ископаемых ИГЕМ РАН, и приурочена к проведению Международной конференции его памяти.

Экспозиция «Редкометальный магматизм» посвящена памяти академика В.И. Коваленко, внесшего большой вклад в изучение редкометальных магматических ассоциаций и основавшего в ИГЕМ Лабораторию редкометального магматизма. Академик В.И. Коваленко разработал теорию формирования позднемагматических редкометальных месторождений, предложил количественную оценку потенциальной рудоносности пород, применил ее для металлогенического анализа территории Центральной Азии и был одним из первооткрывателей редкометальных месторождений на территории Монголии. В экспозиции представлены открытая им магматическая порода онгонит и магматические породы, с которыми связаны месторождения редких металлов – тантала, ниобия, бериллия, лития, рубидия, цезия, редкоземельных элементов.

Значительный интерес могут представлять экспозиции: «Внеземное вещество и импактиты», созданная совместно с Общественной организацией «Русское общество любителей метеоритики»; «Технические продукты – аналоги природных горных пород»; «Мемориальные коллекции»; «Магматизм полярных районов России, по данным экспедиций Э.В. Толля 1885–1902 гг.»; «Восточно-Африканский рифт»; «Руды главных металлогенических провинций России» и многие другие.

Разработана концепция и создается экспозиция по результатам глубокого и сверхглубокого научного бурения в России, в изучение материалов которого значительный вклад внесли ученые ИГЕМ РАН (при поддержке ОАО «НПЦ «Недра»», Ярославль).

На сайте Музея <http://www.igem.ru/muzei/muzei.html> представлена информация о его текущей и проделанной работе, некоторые редкие архивные документы, которые, как и коллекции горных пород и руд, являются национальным достоянием.

## Литература

1. Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. Т.1. Ч. 1–2. М.: Наука, 1983.
2. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 3. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
3. Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations. Third edition. St. Petersburg: VSEGEI Press/ 2012. 196 p.

## СТРУКТУРНАЯ ПАРАДИГМА ПЕТРОГРАФИИ

Войтеховский Ю.Л.

*Геологический институт КНЦ РАН, г. Анатумы, woyt@geoksc.apatity.ru*

Горная порода – самый загадочный объект из всех, охватываемых геологическими дисциплинами, поскольку хуже других понята как целое. Назрела необходимость в математическом формализме, охватившем бы организацию (кристаллических) горных пород единым описанием. В основу следует положить присущие любой горной породе элементы и отношения. Элементами логично считать минеральные зёрна, отношениями – видовую (не)тождественность и пространственное (не)контактирование. Показано [3], что горная порода – топологическое пространство с целым спектром – от тривиальной до дискретной – топологий. В этом находит отражение взгляд геологов на горную породу как агрегат минеральных зёрен и их ассоциаций (мономинеральных, парагенетических и т. п.). Она же – пространство толерантности на уровне минеральных зёрен (с отношением неконтактирования) и их ассоциаций (с отношением частичного перекрытия). Она же – метрическое пространство с целым спектром метрик для минеральных зёрен и их ассоциаций [7]. С помощью метрик можно (в шлифе – реально, в 3D – теоретически) рассчитать пространственные ковариации минеральных зёрен и их ассоциаций. Если радиус корреляции отличен от нуля, то горная порода частично упорядочена. Это зафиксировано для норитов и габброноритов Фёдорово-Панского массива и, скорее всего, типично для магматических горных пород (природа корреляции описана в работах А.Б. Вистелиуса).

Последнее подталкивает к статистическому взгляду на горную породу. Пространственные коррелограммы для минеральных зёрен и их ассоциаций задают её внутреннюю «систему координат» подобно тому, как кристалл рассматривается в системе координат, жёстко связанной с его решёткой. Коррелограммы позволяют предсказать вид минерального зерна (ассоциации) по окружающим зёрнам (ассоциациям), удалённым не более чем на радиус корреляции. Результат прогноза в терминах вероятностей может не совпадать с фактической видовой принадлежностью зерна (ассоциации). Но именно это и важно. Фундаментальным свойством кристаллической горной породы является то, что наличие в данной «точке» пространства минерального зерна (ассоциации) данного вида есть случайная реализация одной из возможностей. Невозможно представление об идеальной горной породе. Это отличает её от идеального кристалла, в пространстве которого положение атомов детерминировано.

Вопрос о классификации важен в естественных науках. Статистика межзерновых отношений позволяет построить исчерпывающую классификацию петрографических структур. Показано [1, 2], что статистика  $p_{ij}$

бинарных межзерновых контактов  $m_i m_j$  сопоставляется кривой 2-го порядка  $\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n p_{ij} m_i m_j = 1$ , а теория квадра-

тичных форм охватывает всё многообразие горных пород и классифицирует их по типам структурных индикатрис. Они выражают собой типы структур, а варибельность  $p_{ij}$  в пределах типа отражается в геометрии и положении индикатрисы в системе координат  $\{m_i\}$ . Следующий шаг – классификация структур по статистикам тройных межзерновых контактов, сопоставляемым поверхностям 3-го порядка в пространствах, размерности которых совпадают с числом минералов в горной породе:  $\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n p_{ijk} m_i m_j m_k = 1$ . Для биминеральной

породы это кривые 3-го порядка на плоскости:  $p_{111} m_1^3 + p_{112} m_1^2 m_2 + p_{122} m_1 m_2^2 + p_{222} m_2^3 = 1$ . Первая классификация кривых 3-го порядка дана Ньютоном [4–6]. Общее уравнение кривой имеет вид



$$Ax^3 + 3Bx^2y + 3Cxy^2 + Dy^3 + 3Ex^2 + 6Fxy + 3Gy^2 + 3Hx + 3Ky + L = 0 \quad (1)$$

В нашем случае:  $A = p_{111}$ ,  $3B = p_{112}$ ,  $3C = p_{122}$ ,  $D = p_{222}$ ,  $E = F = G = H = K = 0$ ,  $L = -1$ . Пусть  $y = kx + b$  – асимптота. Для кривой (1) коэффициенты  $k$  и  $b$  определяются из уравнений

$$A + 3Bk + 3Ck^2 + Dk^3 = 0 \quad (2)$$

$$(B + 2Ck + Dk^2)b = -(E + 2Fk + Gk^2) \quad (3)$$

Уравнение (2) даёт три действительных или одно действительное и два комплексных  $k$ . Этим определяются число и направления бесконечных ветвей. Чтобы асимптота для  $k$  существовала,  $b$  должно определяться из (3). В нашем случае  $E = F = G = 0$ , поэтому

$$(B + 2Ck + Dk^2)b = 0 \quad (4)$$

Если

$$B + 2Ck + Dk^2 \neq 0 \quad (5)$$

ветвь имеет гиперболический тип. Если  $b = 0$ , асимптота проходит через начало координат. Если при действительных  $k$  коэффициент  $b$  не определён, ветвь не имеет асимптоты и кривая имеет параболический тип. В зависимости от вида корней (2) все индикатрисы 3-го порядка петрографических структур классифицируются на 4 группы.

1-я группа: все корни (2) действительны и различны; кривая имеет 3 асимптоты и 3 гиперболические ветви. Кривые носят название *hyperbolae reduntantes* (раскинутые гиперболы). Их формы: 3 гиперболические ветви и 1 овал или 2 гиперболические и 1 прямолинейная ветвь; прямолинейной называется ветвь, вытянутая вдоль асимптоты (рис. 1 а, б), 3 гиперболические ветви (рис. 1в), 3 гиперболические ветви, 2 из которых пересекаются, или 3 гиперболические ветви, 1 из которых имеет узловую точку (рис. 1г, д), 3 гиперболические ветви и изолированная точка (рис. 1е), 3 гиперболические ветви, 1 из которых имеет точку возврата (рис. 1ж).

2-я группа: уравнение (2) имеет 1 действительный корень, кривые – 1 асимптоту и 1 прямолинейную ветвь. Они называются *hyperbolae defectivae* (дефективные гиперболы). Их формы: прямолинейная ветвь и овал (рис. 2а), прямолинейная ветвь (рис. 2б), прямолинейная ветвь с узлом (рис. 2в), прямолинейная ветвь и изолированная точка (рис. 2г), прямолинейная ветвь с точкой возврата (рис. 2д).

3-я группа: уравнение (2) имеет двукратный действительный корень и  $E + 2Fk + Gk^2 = 0$ . Эти кривые называются *hyperbolism sectionum conicarum* (гиперболизмы конических сечений). Их формы: 2 ветви с общими асимптотами и бесконечно удалённой точкой возврата (рис. 3а), прямолинейная ветвь с бесконечно удалённой изолированной точкой (рис. 3б).

4-я группа: уравнение (2) имеет трёхкратный действительный корень.  $E + 2Fk + Gk^2 = F + Gk = 0$ , при этом  $H + Kk = 0$  – кривая распадается на 3 параллельные прямые.

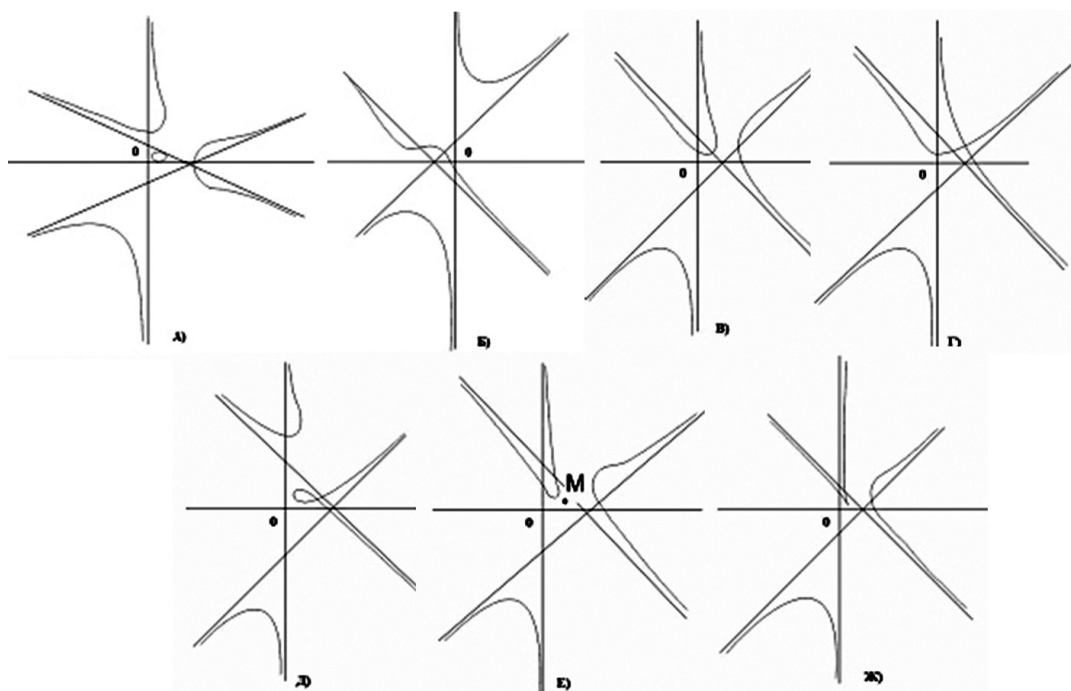


Рис. 1. Кривые 1-й группы

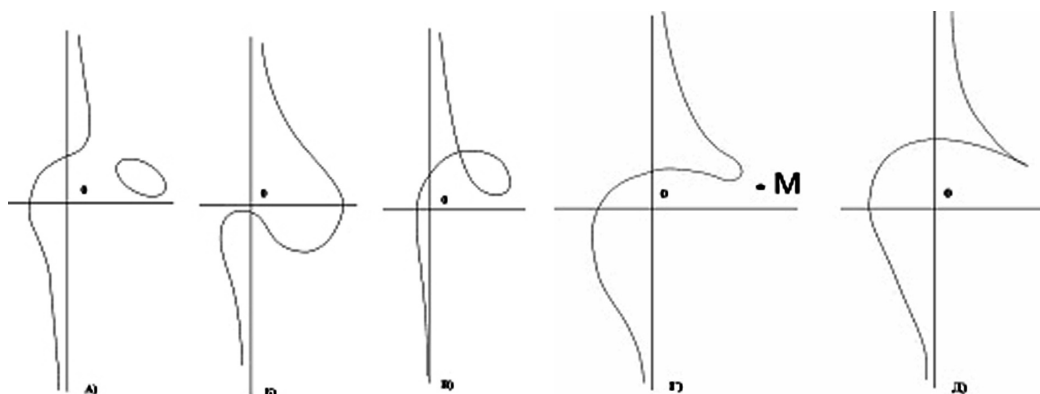


Рис. 2. Кривые 2-й группы

Даже для биминеральных горных пород уравнение (2) порождает большое разнообразие индикатрис 3-го порядка, выражающих статистику тернарных межзерновых контактов, т. е. в конечном счете – типы взаимных пространственных отношений минеральных зёрен различных видов. В этом и состоит смысл категории петрографической структуры.

#### Литература

1. Войтеховский Ю.Л. Приложение теории квадратичных форм к проблеме классификации структур полиминеральных горных пород // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1995. № 1. С. 32–42.
2. Войтеховский Ю.Л. Количественный анализ петрографических структур: метод структурной индикатрисы и метод вычитания акцессориев // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 2000. № 1. С. 50–54.
3. Войтеховский Ю.Л. К формальному определению пространства горной породы // Горная порода: опыты постижения. Апатиты: Изд-во К & М, 2005. С. 84–147.
4. Савелов А.А. Плоские кривые. Систематика, свойства, применение. Москва-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2002. 294 с.
5. Смирнов В.И. Курс высшей математики. Т. 1. М.: Физматиз, 1962. 478 с.
6. Фадеев Д.К. Лекции по алгебре. СПб: Изд-во «Лань», 2002. 416 с.
7. Voytekhsy Y.L., Fishman M.A. Rock kriging with the microscope // Math. Geol. 2003. V. 35. N 4. P. 451–458.

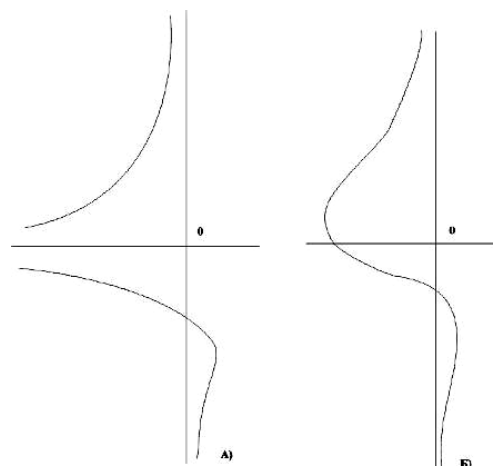


Рис. 3. Кривые 3-й группы

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА: ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ

Глебовицкий В.А.<sup>1</sup>, Иваников В.В.<sup>2</sup>, Путинцева Е.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный ун-т, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, [glev\\_vik@pochta.tvoe.tv](mailto:glev_vik@pochta.tvoe.tv)

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный ун-т, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, [valera.ivanikoff@yandex.ru](mailto:valera.ivanikoff@yandex.ru)

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный ун-т, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, [putintseva@spbu.ru](mailto:putintseva@spbu.ru)

Александр Евгеньевич Ферсман писал, что общение с камнем «является неотъемлемым элементом культурного развития человека». В Петербургском университете в здании двенадцати коллегий расположен старейший в нашей стране Петрографический музей. Из окон музея открывается завораживающий вид на Неву, Зимний дворец, Адмиралтейство, Исаакиевский собор. История камня и история великого города гармонично сочетаются в данном месте. В музее хранятся и изучаются образцы гранитов, мраморов и других горных пород, из которых созданы шедевры мировой архитектуры.

Исторические собрания нашего музея и расположенных рядом палеонтолого-стратиграфического и минералогического музеев, являются культовыми для общения с камнем, выполняя свое предназначение на протяжении почти трёх столетий.

Петрографический музей начал создаваться в недрах Геологического Кабинета Его Императорского Величества. Вехой для музея стал 1867 г., когда хранителем Кабинета был назначен ассистент А.А. Иностранцев. Александр Александрович Иностранцев – выдающийся геолог и педагог, сыгравший заметную роль в организации геологической службы России. Его ученики – будущие академики Н.И. Андрусов, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, А.А. Полканов, профессора П.А. Земятченский, В.В. Докучаев, Н.И. Каракаш, В.О. Ковалевский. А.А. Иностранцев впервые в России применил микроскопический метод в петрографической практике, разработал с учениками ряд методик определения породообразующих минералов. А.А.

Иностранцев воссоздал геологический Кабинет-музей как центр научной и педагогической деятельности. По его чертежам построены витрины нашего музея. Он собрал образцы горных пород в окрестностях Петербурга, на побережье Ладожского озера, на Кавказе, участвовал в геологических экспедициях и привёз из-за границы ряд собранных им коллекций (в частности вулканические породы Везувия.). Коллекции и витрины А.А. Иностранцева по сей день сохранены в музее. Известные ученые-путешественники – Н.М. Пржевальский, М.В. Певцов, Карл фон Фрич, И.А. Лопатин и др. привозили геологические коллекции, определением которых занимался Иностранцев и его ассистенты, из них Александр Александрович особо отмечал В.В. Докучаева, П.Н. Венюкова, В.П. Амалицкого, Н.И. Каракаша, Г.Г. фон Петца. В 1897 г. в Петербурге прошёл VII Международный геологический конгресс. Иностранцев, уже всемирно известный ученый, был вице-председателем конгресса. Петрографическая секция конгресса собиралась в Геологическом Кабинете-музее. В Петрографическом музее бережно хранится мемориальный лист с подлинными автографами участников конгресса – Г. Розенбуша, Ф. Циркеля и иных знаменитых петрографов, светил европейской науки.

С 1886 г. консерватор геологического музея – создатель российской петрографической школы Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, внесший огромный вклад в мировую науку. С 1902 г. он читал лекции по петрографии в Петербургском университете. Франц Юльевич выписывал коллекции образцов горных пород известных торговых фирм в Бонне (B. Sturtz, F. Krantz), в Гейдельберге, в Женеве, которые снабжали ведущие университеты Мира типическими образцами горных пород.

Созданная в 1934 г. кафедра петрографии во главе с акад. Ф.Ю. Левинсон-Лессингом получила помещение, в котором находится и теперь. Франц Юльевич поручил ассистенту кафедры Г.М. Саранчиной организацию Петрографического музея – перемещение витрин и петрографических коллекций в новые помещения. Галина Михайловна Саранчина с блеском воссоздала музей, существенно дополнила систематическую коллекцию и персональные коллекции. Фонд музея пополнялся на протяжении всей истории кафедры при большом вкладе акад. А.А. Полканова, чл.-корр. Н.А. Елисеева, профессоров В.М. Тимофеева, Г.М. Саранчиной, Н.Г. Судовикова, Н.Ф. Шинкарева, Н.В. Котова, С.И. Григорьева, доцентов Р.Н. Кочуровой, М.А. Гиляровой, К.М. Кошица, Г.М. Ковнурко, М.Ю. Смирнова, К.В. Захаревича. В настоящее время в экспозиции музея (на витринах и в запасах) содержится около 10 тысяч единиц хранения. Фонд музея включает систематические коллекции: А.А. Иностранцев и Ф.Ю. Левинсона-Лессинг “Олонекская спилито-диабазовая формация”; В.М. Тимофеев “Шунгиты Карелии”; А.А. Полканов “Нессиметричная дайка диабаз, Кольский полуостров”, “Плутон Гремяха-Вырмес”, “Плутон габбро-лабрадоритов Волины”; Н.А. Елисеев и Е.Н. Володин “Геологическая карта Хибинских тундр”, Н.А. Елисеев и В.Г. Кушев “Щелочные породы Приазовья”; Е.Н. Володин, И.В. Буссен и А.С. Сахаров “Ловозерский массив”; Л.Г. Егоров “Щелочные породы Маймеча-Котуйской провинции”; Н.Ф. Шинкарев “Щелочная формация Туркестано-Алая”; Г.М. Саранчина “Комплекс щелочных пород Сайбара”; Г.М. Саранчина и Н.В. Котов “Магматические породы с Au и W месторождением Джилау, Средняя Азия”; А.А. Прияткин “Вулканические породы Кавказа, Карпат”; Н.В. Котов “Вулканические породы Карадага”, “Изверженные породы Рейнского грабена”; В.В. Иваников “Комплекс щелочно-ультрабазитовых даек Кандакашского грабена”, “Формация рапакиви”, Н.И. Краснова и Л.Н. Копылова “Ковдорское месторождение”, М.Ю. Смирнов “Комплекс щелочных лампрофиров севера Тимана”, “Магматические породы п-ва Канин”; А.А. Никольский “Вулканические породы Балтышевской впадины”, В.Л. Масайтис “Импактиты”, Ю.Д. Смирнов “Кимберлиты Архангельской провинции” и другие. Тематические коллекции Петрографического музея – “Текстуры, структуры магматических и метаморфических пород”, “Систематическая коллекция магматических пород”, “Метаморфические породы различных фаций регионального метаморфизма”, “Рудные метасоматические породы”.

Такова история, таково прошлое музея кафедры петрографии. В настоящее время после реставрации музей приобрел вид современного музейного комплекса, технически относительно оснащенного. Усилия сотрудников кафедры и музея направлены на сохранение этого уникального памятника науки и культуры. Фонды музея, включая его шрифотеку, постоянно пополняются новыми экспонатами. Продолжается каталогизация экспонатов, пополнение электронной базы данных. Готовятся новые экспозиции, в частности создана экспозиция, посвященная коллекции шлифов (им более 130 лет) пикритов и базальтов

Монголии из Центрально-Азиатской экспедиции Н.М. Пржевальского. В пикритах обнаружены чрезвычайно редко встречающиеся двойники прорастания оливина. В настоящее время в разработке находятся экспозиции по магматическим и метаморфическим породам каменного убранства Санкт-Петербурга, экспозиции по вулканитам Кара-Дага к 80-летию кафедры петрографии и 80-летию профессора кафедры Н.В. Котова.

А.А. Иностранцев постулировал тезис, актуальный и ныне: “Без соответствующего оборудованного музея профессор лишается возможности правильно функционировать и как ученый – из-за отсутствия всяких средств сравнения, и как педагог – за невозможностью в натуре показать студенту преподанный объект” [1].

Коллекции Петрографического музея отражают всю динамику развития отечественной петрографии-петрологии и продолжают служить основой подготовки квалифицированных специалистов геологической отрасли и развития научной мысли. Петрографический музей сохраняет свое значение как учебная база и просветительский центр. Многие студенты и аспиранты пользуются коллекциями музея для написания курсовых и диссертационных работ. В музее часто бывают учёные России и других стран, проводятся экскурсии для школьников.

Будущее музея видится в продолжении курса основателей музея и петрографического направления российской науки А.А. Иностранцева и Ф.Ю. Левинсона-Лессинга. Фонд музея остро нуждается в существенной актуализации. Пополняемый на протяжении столетий уникальный фонд Петрографического музея при использовании современных аналитических возможностей для характеристики вещественного состава пород, информационных технологий может и должен стать основой для создания современных виртуальных коллекций, доступных для использования широкой обучающейся и научной аудитории. В содружестве с палеонтолого-стратиграфическим и минералогическим музеями Петромурей СПбГУ призван являться просветительско-научным центром Института наук о Земле.

Уникальный коллекционный фонд петрографического музея СПбГУ располагает многочисленными коллекциями, которые охватывают широкий спектр типов горных пород и регионов, и может служить основой создания прикладных коллекций по нескольким направлениям. Одним из них является создание коллекций петротипических комплексов для различных регионов, которые можно использовать при работах по составлению государственных геологических карт нового поколения масштабов 1:200000, 1:1000000. Петромурей также располагает потенциалом для создания тематических коллекций по региональным и типовым метаморфическим, метасоматическим сериям пород, в первую очередь отражающим строение Северо-Запада РФ (Балтийского щита), ведущим типам рудных и околорудных, в том числе золоторудных метасоматитов; кимберлитам и родственными породам; ассоциациям пород основных типов геодинамических обстановок. Такие коллекции могут быть полезны как при работе над созданием геологических карт нового поколения, так и при проведении прогностно-поисковых работ на различные виды полезных ископаемых [3].

В России существуют единичные петрографические музеи. В первую очередь это – рудно-петрографический музей ИГЕМ РАН и музей кафедры минералогии и петрографии Пермского государственного университета. Это подчёркивает уникальность Петромурей СПбГУ.

Над Петрографическим музеем в последние десятилетия витает тень ликвидации. Очередная угроза вплотную надвигается в настоящее время. Трибуна XII Всероссийского петрографического совещания, которое проводится под эгидой РАН, Межведомственного петрографического комитета, Карельского НЦ РАН, Регионального петросовета по СЗ России, РФФИ, является тем местом, где должно ожидать поддержки в деле сохранения Петрографического музея СПбГУ. Долг научной общественности России – не допустить ликвидации Петрографического музея старейшего высшего учебного заведения страны и поддержать акции, направленные на сохранение музея в его исторической целостности.

## Литература

1. Иностранцев А.А. Воспоминания. СПб, 1998. 212 с..
2. Порицкая Л.Г., Кольцов А.Б. Создатели Петрографического музея в Санкт-Петербургском государственном университете // Тр. Гос. Дарвин. музея. Вып. XII. М.: 2008. С. 69.
3. Путинцева Е.В., Кольцов А.Б., Малашин М.В. Петрографический музей геологического факультета СПбГУ: проблемы и возможные методы решения. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной, т. II, с. 145–147. Санкт-Петербург. 2012.

## ПРОБЛЕМА ТИПИЗАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА СРЕДНЕГО ТИМАНА

Голубева И.И., Бурцев И.Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, iigolubeva@geo.komisc.ru

На протяжении почти семидесяти лет не утихают споры относительно типизации своеобразных щелочных ультрамафических пород, слагающих субвертикальные тела на Среднем Тимане в пределах юго-восточной части Четласского поднятия. Геофизическими методами, наземными горными работами и заверочными буровыми скважинами на площади около 1000 км<sup>2</sup> было выявлено около тысячи даек сложенные щелочными

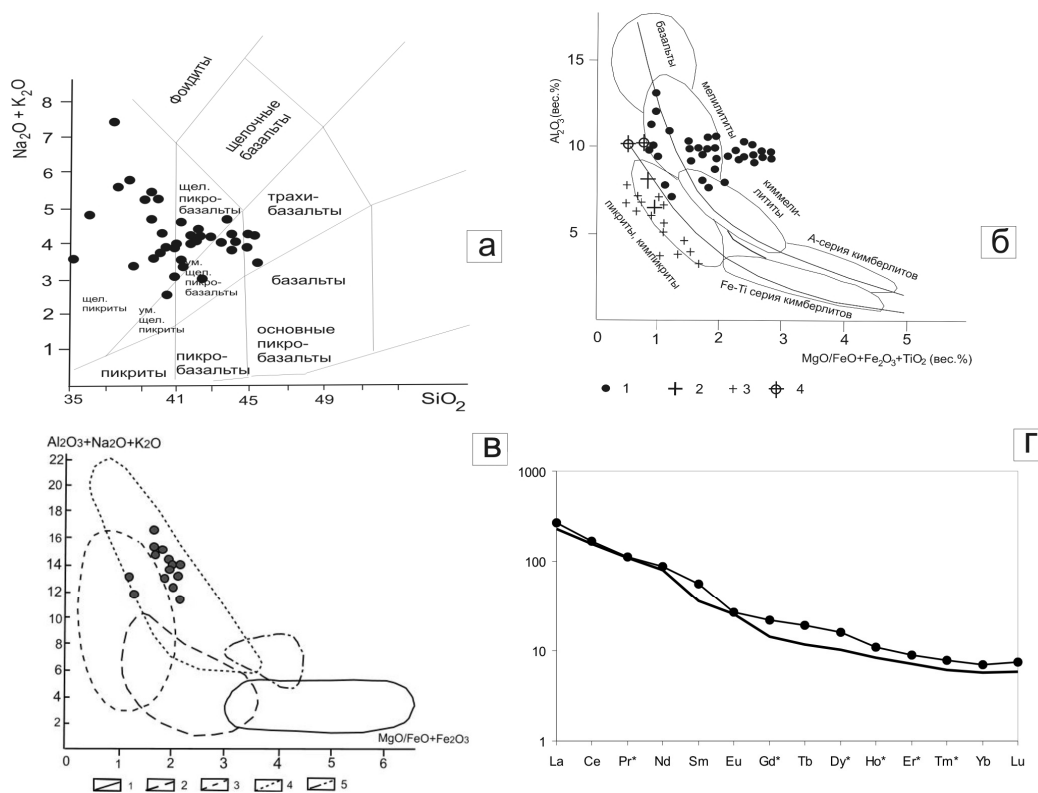
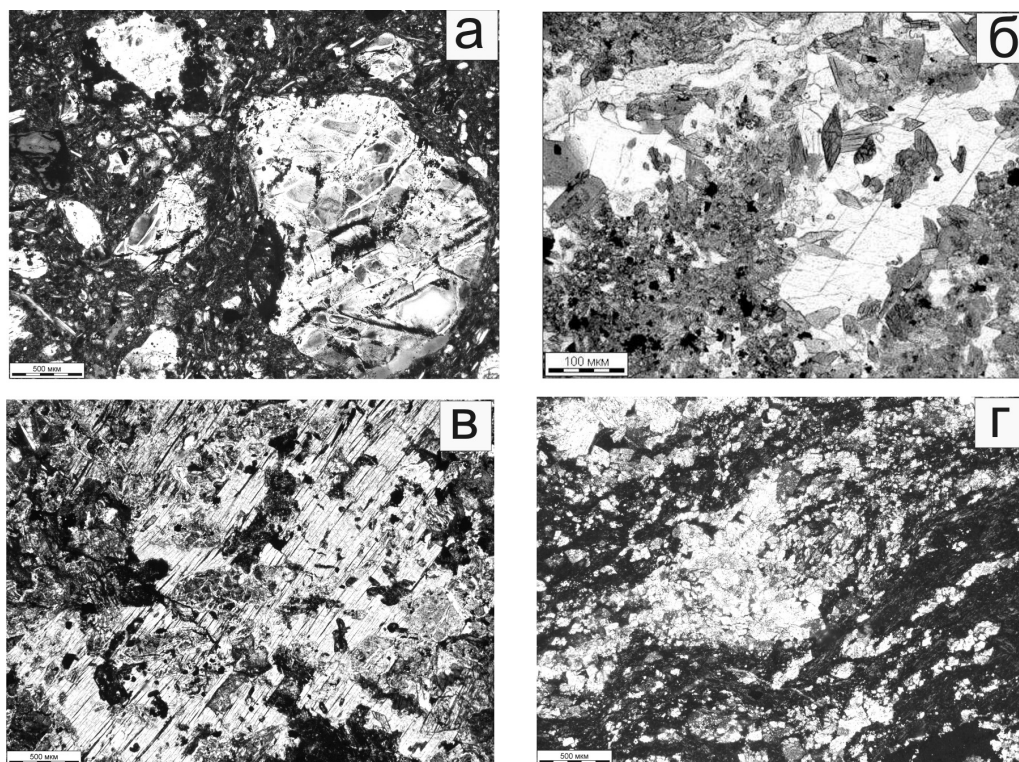
ультрамафитами. Данный участок буквально пропитан щелочной магмой. Интерес к данным породам не утихает в связи находками единичных алмазов уральского типа вблизи даек в аллювиальных отложениях и в самих породах. Субвертикальные тела прорывают слабометаморфизованные породы верхнего протерозоя. Мощность даек варьирует от десятков сантиметров до десятков метров в раздувах, а их протяженность достигает 3 км [4]. Возраст пород определялся К-Аг и Аг-Аг методами по флогопиту и составляет 590–598 млн лет [4, 11]. Изучение пород на данный момент затрудняется отсутствием коренных выходов и потеря основного объема кернового материала. В многочисленных отчетах производственных организаций, занимавшихся в разные годы разведкой коренных источников алмазов, породы трактовались по-разному, в зависимости от собственного опыта геологов и накопленных знаний на тот момент об ультрабазитах гипабиссального становления и их конвергентных свойствах. Трудность в типизации данных пород заключается еще и в том, что дайковые тела имеют многофазное становление, обусловленное присутствием пород предыдущих фаз внедрения в виде обломков или обособлений. Например, в раздуве одной из даек были описаны шпирь и глыбы кимберлитов. Отмечается высокая насыщенность разно размерными обломками мантийного и корового происхождения, погруженными в матрикс неоднородного минерального состава. Гигантские фрагменты вмещающих толщ в крупных дайках типа классических плавающих рифов сочетаются с обломками, как правило, округлой формы галечной и гравийной размерности. В матриксе отмечаются постмагматические процессы, связанные с флогопитизацией и карбонатизацией. Метасоматоз преобразует породы, в некоторых случаях, вплоть до мономинеральных слюдитов или карбонатитов. В результате, породы определялись как *кимберлиты*, *слюдистые лампрофиры*, *меланократовые минетты* [7], *щелочные пикриты* [3, 4], *меланократовые лампрофиры* [2, 7, 9], *лампрофиры керсантит-спессартитового ряда* [5]. В настоящее время за данными породами укрепилось определение как щелочные пикриты.

Нами был изучен керн скважины № 55 глубиной 173 м, пробурившей две параллельные дайки мощностью около 5 м. Породы имеют черный цвет, очень плотное сложение. Во всем разрезе в породах отмечаются обломки оливина (2–10%), пироксена (3–5%), хромшпинелидов, ксенолитов мантийных и вмещающих кварцитов и карбонатных пород. Размеры обломков оливина и пироксена в среднем составляют 5–8 мм (редко больше 1 см). Обломки мантийных пород с размерами 5–10 см имеют круглые формы, представлены клинопироксенитами и горнблендитами. Оливин полностью замещен серпентином, тальком, иддингситом, кальцитом, тремолитом (рис. 1а). Пироксен в порфирокластах выглядит более свежим, практически без вторичных изменений. Обломки кварцитов и карбонатных пород интенсивно подвергаются щелочному метасоматозу с кристаллизацией в них щелочного амфибола и гидрослюды. Цементирующий матрикс имеет неравномерный минеральный состав, представленный мелкокристаллическим агрегатом гипидиоморфных кристаллов роговой обманки в количестве 0–50% (рис. 1 б) и моноклинного пироксена (количество 0–70%), которые в свою очередь, «цементированы» порфиробластами метасоматического флогопита (5–70%). В некоторых случаях кристаллы роговой обманки ориентированы в одном направлении подобно трахитоидной текстуре. В межзерновом пространстве кристаллизуется длиннопризматический апатит, ксеноморфный альбит, барит. Характер взаимоотношения и последовательность внедрения ультрамафитов амфиболового или пироксенового составов установить не удалось. Между ними в шлифе установлены постепенные переходы, но в одном случае амфиболсодержащие породы встречены в виде обломков. В верхних участках дайки флогопит развивается в виде более крупных пойкилобласт (1,5–3 см), что придает породе облик лампрофира минеттового ряда (рис. 1в), а присутствие обломков оливина, пироксена, хромшпинелида, ультрамафитов и ксенолитов вмещающих пород – облик эксплозивных брекчий подобным кимберлитам. В породе одновременно с щелочным метасоматозом отмечаются процессы карбонатизации (до 6–8%). Полученные значения изотопных отношений  $\delta^{13}\text{C}$  (–4.0, –5.5 ‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (12.3–12.6 ‰) свойственны для карбоната мантийного происхождения (рис. 1 г).

По петрохимическим характеристикам данные щелочные ультрамафиты не вписываются не в одну номенклатуру магматических пород из-за калий-кальциевого метасоматоза, обилия ксеногенного мантийного и корового материала. Породы по содержанию  $\text{SiO}_2$  (39.0–41.1 мас. %) и суммы щелочей (2.27–7.75 мас. %) относятся к щелочным пикритам и пикробазальтам (рис. 2 а). Низкие количества  $\text{MgO}$  (11.4–18.6 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (0.95–1.7 мас. %) и повышенные значения  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (7.35–12.5) не характерны для щелочных пикритов. По содержанию глинозема данные породы близки к щелочным пикритам дайкового комплекса архипелага Шпицберген [1], но количество  $\text{K}_2\text{O}$  (1.3–4.1 мас.%) в тиманских породах превосходит в несколько раз, а оксидов железа и магния на порядок меньше. На диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$  ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ ) для сравнения помещены средние значения силикатных анализов щелочных пикритов Восточной Сибири [6] и эксплозивных алмазодержащих щелочных пикритов КНР [12]. Фигуративные точки щелочных ультрамафитов Тимана на этом графике в основном сосредоточены в области мелилититов (рис. 2 б). Высокое значение оксидов калия (в среднем до 3.0 мас.%), отношение щелочей  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 3$ , а также повышенное содержание глинозема (в среднем 9.5 мас.%) предполагает их родство с семейством оливиновых лампроитов (рис. 2в). Однако, относительно низкие значения  $\text{TiO}_2$  (в среднем 1.49 мас. %), высокое количество  $\text{CaO}$  (в среднем 11.6 мас.%) исключает это предположение. Более того в породах скв. 55 не были обнаружены щелочные силикатные минералы, за исключением редких зерен вторичного альбита. Таким образом, основным носителем калия в этих породах

**Рис. 1. Щелочные ультрамафиты дайкового комплекса Среднего Тимана:**

а – округлые обломки серпентинизированного оливина; б – гипидиоморфные кристаллы роговой обманки; в – пойкилобласт флюопита; г – раздробленные агрегаты метасоматического кальцита. Обломки кальцита растащены флюиодонасыщенным расплавом.



**Рис. 2. Особенности химического состава щелочных ультрамафитов Среднего Тимана. а – положение фигуративных точек составов щелочных ультрамафитов на диаграмме TAS; б – диаграмма  $Al_2O_3 - MgO/(FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)$  по [10]. Обозначения на диаграмме:**

1 – ультрамафиты дайкового комплекса Среднего Тимана; 2 – средние содержания эксплозивных щелочных пикритов КНР [12]; 3 – щелочные пикриты Восточной Сибири [6]; 4 – средние содержания биотитовых пикритов дайкового комплекса Архипелага Шпицберген; в – положение фигуративных точек составов щелочных ультрамафитов на диаграмме  $Al_2O_3 + Na_2O + K_2O - MgO/(FeO + Fe_2O_3)$  [6]. Поля: 1 – алмазоносных кимберлитов Якутской провинции, 2 – неалмазоносных кимберлитов Якутской провинции, 3 – альпикритов Чадобецкого комплекса, 4 – лампроитов Австралии, 5 – оранжеитов трубки Финч

является слюда. Согласно классификации Р.Х. Митчелла низкотитанистый ( $\text{TiO}_2$  0.0% – 3.16%) флогопит с высоким содержанием глинозема ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  10.88% – 15.84%) характерен для пород кимберлитовой серии. Элементы-примеси в породах имеют низкие значения (в г/т): Cr ( 500–1800 ), Ni ( 276–416 ), Co ( 43–53 ) Ba (826–1600 ), Sr (750–1500), Y (10.5 – 16.4), Ce ( 99.0–196.0), Nd (39.0–74.0), Sm (6.5–10.0), Eu (1.6–2.6), Yb (0.8–1.3), Lu (5.9), Zr (90 – 103 ), Nb ( 69 – 106). Специфическими элементами для данных ультрамафитов являются Th (10–45 г/т) и U (10–16 г/т). Минералы данных элементов не установлены. Описываемые породы имеют типичный для пикритов спектр распределения редкоземельных элементов (рис. 2 г).

Таким образом, петрохимические особенности щелочных ультрамафитов дайкового комплекса Среднего Тимана не позволяют установить их петротип из-за неоднородности минерального состава, калиевого метасоматоза и наличие ксеногенного материала, представленного обломками оливина и пироксена.

### Литература

1. Бурнаева М.Ю. Минералогические особенности палеозойских даек Архипелага Шпицберген. Автореферат диссертации на соискание ученой степени к.г.-м.н.. С.-Петербург, 2012 г. 19 с.
2. Голубева И.И., Бурцев И.Н., Мингалев А.Н. Эксплозивные меланократовые лампрофиры Среднего Тимана // Гео-логическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. Тез. докл. Мирный, 2014. С. 49–52.
3. Довжиков Н.А. Минералогия и геохимические особенности щелочно-ультраосновной дайковой серии Среднего Тимана, Автореферат диссертации на соискание степени к. г.-м. н., Ленинград, 1986. 16 с.
4. Костюхин М.И., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.
5. Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург, 2008. 312 с.
6. Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицин Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. М.: ИМГРЭ, 2004. С. 224.
7. Махлаев Л.В., Голубева И.И. Меланократовые лампрофиры Тимана и перспективы их алмазоносности // Эффек-тивность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое настоящее и будущее. Тез. докл. С.-Петербург, 2004. С. 50.
8. Махлаев Л.В., Пармузин Н.М., Голубева И.И. Минеттовые диатремы Четласского Камня (Средний Тиман) в свя-зи с проблемой алмазоносности//Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Тез. докл. Воронеж, 2003. С. 401–403.
9. Недосекова И.Л., Удорткина О.В., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Гуляева Т.Я. Петрохимия и геохимия дайко-вых ультрабазитов и карбонатитов Четласского комплекса (Средний Тиман) // Ежегодник – 2010. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158. 2011. С. 122–130.
10. Саблуков С. М. О петрохимических сериях кимберлитовых пород. ДАН СССР, 1990. Т.313, №4. С. 935–939.
11. Удорткина О.В., Травин А.В. Щелочные пикриты четласского комплекса Среднего Тимана: Ag-Ag данные // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатного магматизма. Тез. докл. Москва, 2014. С. 82–84.
12. Щека С.А., Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. Первая находка эксплозивных щелочных пикритов в Наданьхада-Али-не (КНР) // ДАН, 2009, т. 429, № 3, с. 383–387.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ КИМБЕРЛИТОВ И РОДСТВЕННЫХ ПОРОД СЕВЕРА АНАБАРСКОГО РАЙОНА

Голубева Ю.Ю.<sup>1</sup>, Каргин А.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва, Россия, [jgolubeva@gmail.com](mailto:jgolubeva@gmail.com)

<sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия, [kargin@igem.ru](mailto:kargin@igem.ru)

История формирования северной части Якутской алмазоносной провинции до сих пор детально не про-анализирована, магматические образования изучены фрагментарно и диагностированы неоднозначно [1, 2, 6]. С целью выявления петрогеохимических особенностей кимберлитов и родственных пород (альнеитов, карбо-натитов), встречающихся в пределах кимберлитовых полей, была выбрана северная часть Анабарского рай-она, включающая Ары-Мастахское, Старореченское и Орто-Ыаргинское поля (рис. 1).

Анабарский алмазоносный район расположен на восточном склоне Анабарского кристаллического ши-та в пределах Хапчанского террейна с палеопротерозойским возрастом консолидации коры. Кимберлитовые поля образуют непрерывную протяженную зону по ширине не превышающую 30 км. Среди пород щелочно-ультраосновной формации преобладают кимберлиты, реже встречаются щелочные пикриты, альнеиты и кар-бонатиты. В некоторых кимберлитовых телах обнаружены алмазы. В пространстве террейна с юга на север наблюдается постепенное омоложение возраста проявлений кимберлитов и родственных пород: доминирую-

шая часть датировок кимберлитов и альнеитов Ары-Мастахского и Старореченского полей приходится на триас, карбонатитов Орто-Ыаргинского – на юрское время. Встречаются также среднепалеозойские, меловые и неогеновые возрастные датировки [3].

Коллекция образцов кимберлитов, альнеитов и карбонатитов северной части Анабарского района изучалась в разные годы в лабораториях ФГУП ИМГРЭ (Москва), ФГУП ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и ОИГ-ГиМ СО РАН (Новосибирск). Содержания главных компонентов пород определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), редких – методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS). Всего было получено 35 анализов валового состава пород: в Ары-Мастахском поле проанализированы 12 образцов из 12 тел; в Старореченском – 15 образцов из 14 тел и в Орто-Ыаргинском – 8 образцов из 7 тел.

Изученные образцы кимберлитов и родственных пород показывают широкую вариацию концентраций редких и породообразующих элементов, которая отражает их переменный состав от кимберлитов-альнеитов к карбонатитам.

*Кимберлиты* преобладают среди пород, составляющих магматические тела Ары-Мастахского и Старореченского полей, а также встречаются в Орто-Ыаргинском поле. Содержания индикаторных элементов для определения номенклатурной принадлежности пород в кимберлитах варьируют в очень широких пределах:  $\text{SiO}_2$  (до 31,5 мас. %);  $\text{TiO}_2$  (1–6 мас. %);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2,4–7,1 мас. %);  $\text{MgO}$  (12,5–27,3 мас. %);  $\text{Cr}$  (372–1527 ppm и больше);  $\text{Ni}$  (245–1186 ppm);  $\text{K}_2\text{O}$  (до 2,7 мас. %);  $\text{Ba}$  (500–2800 ppm);  $\text{Sr}$  (300–2200 ppm);  $\text{Ga}$  (5,5–10,3 ppm); LREE (200–985 ppm); HREE (1,8–5,8 ppm);  $\text{La/Yb}$  (66–229 ppm). Кимберлиты Ары-Мастахского поля отличаются от Старореченского более высокими, в среднем, содержаниями  $\text{TiO}_2$ , более высокой степенью фракционирования REE, пониженными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ , REE, что, по-видимому, связано с повышением по направлению с юга на север щелочности пород – постепенным переходом от кимберлитов к более щелочным альнеитам и карбонатитам. Наибольшее количество объектов, содержащих алмазы, расположено в пределах Ары-Мастахского поля. Анализы образцов из данных трубок практически ничем не выделяются на фоне остальных образцов кимберлитов. Петрогеохимические характеристики кимберлитов трубки Майская Ары-Мастахского поля наиболее близки к алмазоносным кимберлитам:  $\text{Ni}$  1186 ppm; HREE 2,1 ppm. На графике распределения редких элементов данный образец сопоставим с кимберлитами верхних горизонтов трубки Юбилейная Алакит-Мархинского поля (рис. 2). Кимберлиты с похожими петрогеохимическими характеристиками встречаются в пределах Ары-Мастахского и Старореченского полей, основным отличием от алмазоносных кимберлитов являются повышенные содержания  $\text{Ga}$  (>8 ppm), что свидетельствует, по-видимому, о высокой роли экологов в источниках данных кимберлитов [4].

*Альнеиты* чаще встречаются в пределах Старореченского поля. В нашей коллекции данные породы представлены четырьмя образцами из магматических тел Тылкача и Дельта (Старореченское) и Орион (Ары-Мастахское). Альнеиты относятся к биотит-кальцитовым разновидностям оливиновых мелилититов. Термина «оливиновый мелилитит» придерживаются также авторы работы [6]. Основными отличиями пород родственного магматизма обычно являются более низкие, в среднем, содержания элементов, связанных с глубинностью их источников, низкая степень фракционирования REE, повышенные содержания HREE и  $\text{Ga}$ . Петрогеохимические характеристики изученных альнеитов мало отличаются от кимберлитов: в среднем, для пород характерны более высокие содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , LREE. Графики распределения редких элементов кимберлитов и альнеитов практически совпадают (см. рис. 2). По-видимому, кимберлиты и альнеиты образуют в изученных полях непрерывный ряд и основными отличиями между данными породами может быть присутствие/отсутствие в них минералов-индикаторов кимберлитов.

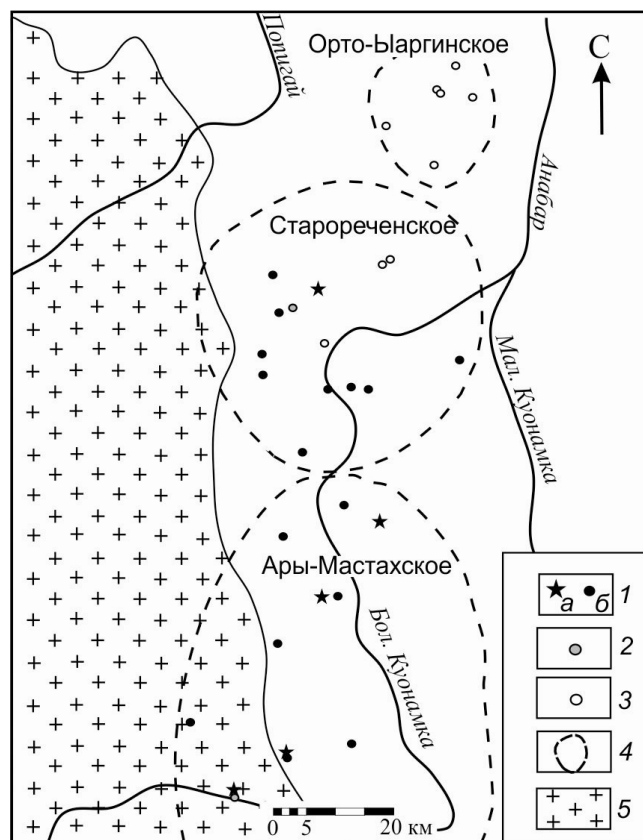


Рис. 1. Схема расположения кимберлитов и родственных пород севера Анабарского района по [3]:

1 – тела кимберлитов содержащих алмазы (а), без находок алмазов (б); 2 – тела альнеитов (пикритов); 3 – тела карбонатитов; 4 – границы кимберлитовых полей; 5 – Анабарский кристаллический щит



## Порода/примитивная мантия

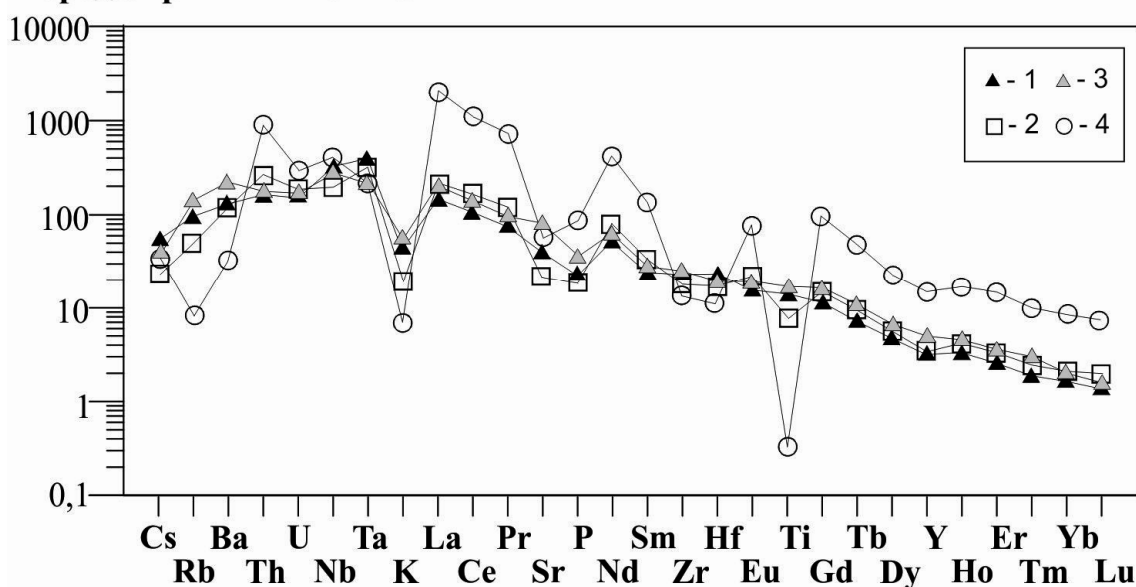


Рис. 2. Нормированные к примитивной мантии, по [7] спектры распределения редких элементов в кимберлитах и родственных породах севера Анабарского района:

1 — кимберлит трубки Майская (обр. 5311), Старореченское поле; 2 — кимберлит трубки Юбилейная (обр. Юб-64/100), Алакит-Мархинское поле; 3 — альнеит тела Дельта (обр. Дт-9970/11), Старореченское поле; 4 — карбонатит Ан. 39 (обр. ан.39-1319), Орто-Ыаргинское поле

Карбонатиты встречаются в пределах Старореченского (тело Джо), а также Орто-Ыаргинского полей. Петрогеохимические характеристики карбонатитов резко отличаются от кимберлитов:  $\text{SiO}_2$  (<13 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (<0,37 мас. %),  $\text{MgO}$  (<18 мас. %), Cr и Ni при высоких концентрациях CaO (до 41 мас. %), MnO (до 0,7 мас.%) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 3,5 мас.%). Карбонатиты обогащены всем спектром редких элементов по сравнению с кимберлитами и альнеитами, особенно LREE и умеренно обогащены HREE при равной степени фракционирования REE относительно примитивной мантии (см. рис. 2). Характерной особенностью карбонатитов являются резко выраженные отрицательные аномалии Ti, Zr и Hf относительно редкоземельных элементов. В работе [1] данные породы на основании петрографических и петрохимических данных классифицируются как лампрофиры. Сравнение петрогеохимических характеристик пород Орто-Ыаргинского поля с лампрофирами и карбонатитами Четласского камня Среднего Тимана [5] позволяет отнести их, скорее, к карбонатитам, или к породам, переходным от кимберлитов к карбонатитам.

Таким образом, на основании петрогеохимических характеристик пород, наиболее четко в пределах северной части Анабарского района выделяются кимберлиты и карбонатиты, разница между кимберлитами и альнеитами менее очевидна. Кимберлиты и карбонатиты образуют в пределах полей постепенные переходы, что связано, по-видимому, с разными условиями нескольких этапов тектонической активизации данного региона в мезозойское время.

Авторы выражают благодарность отделу геологии алмазов ФГУП ЦНИГРИ за предоставленный материал по кимберлитам севера Анабарского района Якутии из коллекции И.П. Илупина.

Работа выполнена при финансировании гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-3410.2015.5.

## Литература

1. Бабушкина С.А., Алтухова З.А., Зайцев А.И. Вещественный состав и изотопия пород трубки Запретная, Орто-Ыаргинское поле Якутской алмазоносной провинции // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 63–67.
2. Богатилов О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др. Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915–939.
3. Зайцев А.И., Смеров А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. ИГАБМ СО РАН. Якутск, 2010. 108 с.
4. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В. Геохимия кимберлитов. М. Недра, 1978. 352 с.

5. Недосекова И.Л., Удоратина О.В., Владыкин Н.В. и др. Петрохимия и геохимия дайковых ультрабазитов и карбонатитов Четласского комплекса (Средний Тиман) // Ежегодник–2010. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 158. 2011. С. 122–130.

6. Чернышева Е.А., Костровицкий С.И. Оливиновые мелилититы кимберлитовой и карбонатитовой формаций в дайках и диатремах Восточной Сибири // Геохимия. 1998. № 12. С. 1217–1225.

7. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

## КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ (>18% MgO) ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ (предложения рабочей группы Секции РПКТ МПК РФ)

Куликов В.С.<sup>1</sup>, Марковский Б.А.<sup>2</sup>, Смолькин В.Ф.<sup>3</sup>, Шарков Е.В.<sup>4</sup>, Шарпенко Л.Н.<sup>2</sup>,  
Куликова В.В.<sup>1</sup>, Кухаренко Е.А.<sup>2</sup>, Ланда Э.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск,

<sup>2</sup>ФГУП ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

<sup>3</sup>Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва

<sup>4</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Одной из проблем современной классификации вулканитов на основе диаграммы TAS ( $\text{SiO}_2$  – сумма щелочей) остаются ее ограниченные возможности для разделения высокомагнезиальных (>18% MgO) пород, что отмечено в ряде отечественных и зарубежных классификациях [1–4, 10–14]. Это, в первую очередь, касается бесполовошпатовых вулканитов, для которых характерны низкая щелочность, повышенное (более 45%) содержание  $\text{SiO}_2$ , особенно в измененных породах, что обнаруживается при пересчете их химических составов на сухой остаток, т. к. количество летучих в них достигает 10% и более. Граница между ультраосновными и основными породами (синонимы: ультрабазиты и базиты) в 45%  $\text{SiO}_2$  вынуждает исследователей считать значительную часть, напр., коматиитов, принадлежащей отряду основных [2–4, 10, 11], что создает дополнительные трудности их идентификации. Следует заметить, что к ультрамафитовой породе именно на основании минерального состава отнесен «коматиит» [11, 15]. Хотя термины *ультрамафит* и *ультрабазит* не синонимы [7], поскольку первый базируется на минеральном, а второй – на химическом составе пород, они объективно отражают качество породы, а именно, ультраосновные породы являются также и ультрамафитовыми (цветной индекс  $M > 90\%$ ). Вместе с тем на TAS-диаграмме ультрамафиты образуют поле в координатах «щелочи – 0.1–2.0% –  $\text{SiO}_2$  – 35–52%», т. е. частично, относятся к породам основного и даже среднего ( $\text{SiO}_2 \leq 58\%$ ) состава, напр., марианит-бонинитовая серия, которые в данной работе не рассматриваются. Авторы Петрографического кодекса (ПК) России рекомендовали ликвидировать эту неувязку путем примечания к классификационной таблице, где оговаривается, что в ряде случаев (напр., для коматиитов) содержание  $\text{SiO}_2$  может превышать 45% на 1–2%. Но поскольку чаще [2, 8, 11, 12 и др.] оно составляет 3–7%, и *формально* анализируемую породу нельзя считать ультраосновной, рядом специалистов для диагностики высокомагнезиальных вулканитов (коматиитов, пикритов, меймечитов и др.) было предложено дополнительно к диаграмме TAS использовать MgO и  $\text{TiO}_2$  [2–4, 7, 8, 11, 12, 15 и др.].

Выявленное на практике несовершенство существующих классификаций высокомагнезиальных вулканитов создало прецедент для организации рабочей группы квалифицированных специалистов – авторов данного доклада, работающих с рассматриваемыми породами многие годы в разных регионах России и за рубежом с целью внесения корректив в ПК. Анализ и обсуждение классификаций, по существу, курировался «Секцией региональной петрографии, классификации и терминологии кристаллических пород» (СРПКТ) МПК РФ с использованием наиболее признанных публикаций последних 30 лет по ультраосновным и ультрамафитовым породам [2, 5, 7–12, 14]. В результате острых дискуссий и взвешенных компромиссов разработана выполненная в формате, принятом для ПК [7], и согласованная новая редакция классификационной таблицы, отличающаяся от действующей количеством выделенных видов и разновидностей, а также новыми границами между ними и уточненными петрохимическими характеристиками (таблица).

Ультраосновные высокомагнезиальные ( $MgO > 18\%$ ) вулканические породы; подотряд нормальнощелочных ( $35 \leq SiO_2 \leq 45^*$ ;  $0 \leq (Na_2O + K_2O) \leq 2,0^{**}$ )

Семейство горных пород	Пикриты			
Виды горных пород	Пикрит	Ферропикрит	Коматиит***, низкотитанистый пикрит	Меймечит***, высокотитанистый пикрит
Модальный минеральный состав, об. %	Вкрапленники: Ol 20 – 70, Cpx 0–30, Hbl 0–10. Осн. масса: Cpx, Ol 0–5, Pl 0–20, Mt, стекло, $\pm Hbl$ , Phl	Вкрапленники: Ol, Cpx, Chr Осн. масса: Ol, Cpx, Ti-Hbl, Ti-Chr, Ilm, стекло	Вкрапленники: Ol 30–90, Cpx 0–60 Осн. масса: Cpx, Ol, Chr, стекло, $\pm Pl$	Вкрапленники: Ol, $\pm Cpx$ , (Ol $\geq 50$ ) Осн. масса: Cpx, Ol, Chr, Timt, стекло
Граничные содержания породообразующих оксидов (мас. %)				
SiO <sub>2</sub>	38–45	39–45	39–45	35–45
TiO <sub>2</sub>	0.5–1.7	1.1–2.5	0.3–0.7	1.4–5.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.5–8.5	4.2–7.0	1–12	0.5–7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.9–9.0	1.2–5.0	1–10	3.2–12.5
FeO	3.5–9.2	9–14	2–12	4–11.5
MgO	18–35	18–30	18–45	18–41
CaO	2.5–6.5	3.0–9.5	0.5–9.5	1.2–13
Na <sub>2</sub> O	0.1–0.4	0.1–0.5	0.1–1.0	0.1–1.0
K <sub>2</sub> O	0.05–0.4	0.01–0.1	0.01–0.5	0.1–1.5
Основные разновидности	Роговообманково-пироксеновый пикрит (Hbl > 5); плагноклазовый пикрит; флогопитовый пикрит	Оливиновый ферропикрит, пироксеновый ферропикрит	Перидотитовый коматиит (35–45% MgO); коматиит (18–35% MgO), повышенные содержания SiO <sub>2</sub> ****); низкотитанистый пикрит (< 45% SiO <sub>2</sub> );	Высокотитанистый пикрит (18–27 % MgO); меймечит (30–41 % MgO)
Характерные особенности видов	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub> –3–15 Оливинофировые; основная масса микролитовая, с преобладанием клинопироксена; присутствие нормативного, редко модального, плагноклаза (<20) и флогопита (<5) в основной массе	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub> –3–5 FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> > 14 Оливинофировые, с оливиновой или пироксеновой спинифекс-структурой, основная масса микролитовая, хлоритизированное стекло	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub> –10–30 Оливинофировые, с оливиновой спинифекс-структурой, афировые, массивные	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub> < 3 Оливинофировые, основная масса микролитовая
<p>* Породы, по минеральному составу соответствующие ультрамафитам, в ряде случаев содержат SiO<sub>2</sub> &gt; 45%.</p> <p>** При содержании щелочей &gt; 2 % породы могут рассматриваться как умереннощелочные.</p> <p>*** Коматиит – порода, характерная для архейских зеленокаменных поясов; меймечит – порода, характерная для Маймеча-Котуйской провинции (гулинский комплекс).</p> <p>**** В коматиитах возможно повышение содержания SiO<sub>2</sub> до 52%.</p>				

Включение в ПК новой классификационной таблицы потребует некоторых изменений или уточнений и в других его таблицах, касающихся классификаций магнезиальных ( $MgO - 9-18\%$ ) вулканитов основного и среднего составов. В соответствии со статьей 1.5 ПК [7] предложения рабочей группы с возможными дополнениями и уточнениями будут рекомендованы для внесения на утверждение бюро МПК с последующей публикацией в виде дополнений к действующему ПК и учете их при его переиздании.

### Литература

1. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук (пер. С.В. Ефремова). М., 1997. 248 с.
2. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита / Отв. ред. О.А. Богатиков. Л., 1988. 193 с.
3. Куликова В.В., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Новый «Петрографический кодекс» и место в нем пород высокомагнезиальной коматиитовой серии // Материалы XI Всероссийского петрографического совещания с участием международных ученых «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Екатеринбург, 24–28 августа 2010. Екатеринбург. Том I. С. 350–351.
4. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. О классификации основных-ультраосновных высокомагнезиальных нормальной и низкой щелочности пород (новый взгляд на примере Фенноскандии) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. 2012. С. 38–44.
5. Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Отв. ред. Е. Е. Лазько, Е. В. Шарков. М., 1988. 508 с.
6. Марковский Б.А., Ротман И.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л., 1981. 247 с.
7. Петрографический кодекс (магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования). СПб., 2009. 200 с.

8. Петрохимические серии магматических пород (анализ состояния и проблемы систематизации, предпочтительные модули химических элементов, новые направления) / В. В. Куликова, В. С. Куликов, С. Ф. Ефремова и др. Петрозаводск, 2001. 114 с.

9. Попов В.С. Бониниты, их происхождение и соотношения с другими типами магматических пород // Записки ВМО. 1988. Вып. 6. ч. 117. С. 730–746.

10. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб., 1992. 272 с.

11. Arndt N., Leshner M., Barnes S. Komatiite. Cambridge, 2008. 465 p.

12. Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V. The Paleoproterozoic komatiite – picrite association of Finnish Lapland // J. Petrology. 2001. 42. P. 855–876.

13. Le Bas M.J. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks // J. Petrology. 2000. Vol. 41, N 10. P. 1467–1470.

14. Papunen H., Halkoaho T., Luukkonen E. Archean evolution of the Tipasjarvi - Kuhmo – Suomussalmi Greenstone complex, Finland // Geol. Survey of Finland. 2009. Bull. 403. 68 p.

15. Streckeisen A., Bonin B., Zanettin B. et al. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms; Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge, 2011. 252 p.

## КЛАССИФИКАЦИЯ РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Левин Б.С.

Израиль, Иерусалим. ber-levin@rambler.ru

Предлагается система классификации метаморфических пород, слагающих фундаменты платформ и срединных массивов. По ПК–2009 такие породы относятся к семействам амфиболитовой и гранулитовой фаций класса динамо-термально- или регионально-метаморфических пород

В данной классификации метаморфические породы расчленяются по двум независимым минеральным критериям. При этом получается матрица (рис. 1) с разделением разных пород на типы (по вертикальным столбцам) и на группы (по горизонтальным строкам), а в каждой клетке фиксируется определенный вид пород, подразделяющийся, в свою очередь, на несколько разновидностей, отличающихся друг от друга по сходственным минералам.

Рис. 1. Классификация регионально-метаморфических пород и их ассоциаций (отображение в плоскостном варианте)

Минералы: Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Ksp – калиевый полевой шпат, Hrb – роговая обманка, Di – диопсид, Hrp – гиперстен, Gr – гранат, Sill – силлиманит, Cord – кордиерит. При написании минералов в две строки верхние количественно преобладают над нижними. В квадратных скобках – группа минералов, из которых обязательно наличие хотя бы одного.

Породные ассоциации (заштрихованы): 1) пироболовая основная, 2) пироболовая гнейсовая, 3) глиноземистая. Часто встречающиеся виды пород в ассоциации – перекрестная штриховка, более редкие виды пород, но в единой ассоциации – одинарная косая штриховка

	Кварциты	Гнейсы	Платиогнейсы	Платиоклазиты	Сланцы	Меланократовые сланцы	Кальцифиры (мрамор)
ПИРИБОЛОВЫЕ ПОРОДЫ (± Bl)	Q [Hrb, Di, Hrp]	Q, Ksp, Pl [Hrb, Di, Hrp]	Q, Pl [Hrb, Di, Hrp]	Pl [Hrb, Di, Hrp]	Pl (Hrb, Di, Hrp) ①	[Hrb, Di, Hrp, Q] (УЛЬТРАМАФИТЫ)	
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ПОРОДЫ	Породы с совместным парагенезом [Hrb, Di, Hrp] и [Gr, Sill] (ЭКАЛОГИТОВЫЕ СЛАНЦЫ)						
	ГОЛОМЕЛАНOKPATOBYE ПОРОДЫ						
	БИОТИТОВЫЕ ПОРОДЫ						
ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ (± Bl) ГРАНАТОВЫЕ	Q Gr	Q, Ksp, Pl Gr	Q, Pl Gr	Pl Gr	Pl, Gr	Gr (ГРАНАТИТЫ)	
ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ (ХОНДАЛИТЫ)	Q [Sill, Cord, Gr]	Q, Ksp, Pl [Sill, Cord, Gr]	Q, Pl [Sill, Cord, Gr]	Pl [Sill, Cord, Gr]	Pl [Sill, Cord, Gr] (КИНЦИГИТЫ)	Gr [Sill, Cord]	

Первый критерий, широко применяемый в петрографии – это деление пород по соотношению в них кварца, полевых шпатов и темноцветных минералов – на рисунке это изменчивость по горизонтальной оси, фиксируемая в виде последовательности столбцов классификационной таблицы. Согласно данному критерию все породы делятся на следующие главные типы: кварциты, гнейсовые породы – гнейсы и платиогнейсы, платиоклазиты, сланцы, голомеланократовые породы.

Кварциты: кварц более 70%, остальное – полевые шпаты и/или темноцветные минералы (первые проценты). Гнейсовые породы: кварц 20–50%, полевые шпаты 30–60%, темноцветные минералы – до 30%. В

гнейсах калишпата и плагиоклаза примерно поровну, а в плагиогнейсах плагиоклаз резко преобладает над калишпатом. Плагиоклазиты: плагиоклаза более 70%, остальное – темноцветные минералы (5–30%), реже кварц (0–20%), еще реже калишпат (0–10%). Сланцы: плагиоклаз – 30–60%, темноцветные минералы – 40–70%. Голомеланократовые породы (мелано-сланцы): темноцветные минералы – 85–100%

Из указанных пород плагиоклазиты и мелано-сланцы встречаются реже остальных, но все же их присутствие достаточно заметно и требует отведения им отдельных клеток. Без них породная цепочка в строках матрицы не будет цельной, сплошной и завершенной.

Неразрывность этой цепочки обеспечивается также наличием пород, промежуточных по составу между породами, занимающими соседние клетки. Такие породы заметно более редки, и потому именно по ним логично проводить границы породных видов (клеток матрицы). Как пример переходных разновидностей можно назвать кварцито-гнейсы (с кварцем в 50–70%) или лейкократовые сланцы (с плагиоклазом в 60–70%). Другим промежуточным породам труднее подобрать собственные названия, но сами они существуют, хоть, как правило, в существенно подчиненных количествах.

Второй критерий разделения пород – характер темноцветных минералов, и он отражен в вертикальной изменчивости матрицы. В фундаментах щитов и массивов широко развиты породы: (а) с гранатом +/- высокоглиноземистые минералы и (б) с амфиболами и/или пироксенами (далее используется обобщенный термин – «пириболы»). Но вот сонахождение граната с пириболами – явление редкое. Такие породы составляют в разрезах фундаментов не более 1–2%. Ну а высокоглиноземистые минералы – силлиманит, кордиерит, шпинель просто антагонистичны пириболам – находки их совместного присутствия буквально единичны.

Вследствие указанного противостояния, гранатовые и пириболовые породы разнесены в таблице по разным строкам, а между ними выделены строки промежуточных пород – с совместным содержанием этих минералов или вообще без них. В этой пограничной зоне находятся: 1. редкие гранат-пириболовые породы, 2. тоже нечастые гололейкократовые породы, и 3. широко распространенные биотитовые породы, в силу того, что минерал биотит имеет проходной характер – он может сочетаться с любым другим из перечисленных минералов. А породы с высокоглиноземистыми минералами (+/- гранат) образуют отдельную строку рядом с гранатовой, но в большем удалении от пириболов, именно из-за их антагонизма.

На пересечении столбцов (типы) и строк (группы) выделяются отдельные виды пород. Так кристаллические сланцы делятся на пириболовые и глиноземистые, а последние, в свою очередь, членятся на гранатовые (гранат-биотитовые) и высокоглиноземистые сланцы.

Одна из разновидностей пириболовых сланцев имеет собственное название. Это – амфиболиты, в которых темноцветные минералы на 60% или более представлены роговой обманкой. При преобладании других амфиболов или пироксенов соответствующая разновидность называется основным сланцем с детализацией по минералам: двупироксеновые сланцы, диопсид-амфиболовые, куммингтонитовые и др.

При значительном увеличении темноцветных минералов – вплоть до 100% – пириболовые сланцы переходят в ультрамафиты, а гранатовые сланцы – в гранатиты.

Наконец, особняком от всех разобранных пород располагаются кальцифиры – карбонатные породы, нередко содержащие в подчиненных количествах кварц, полевые шпаты, слюду, а иногда и гранат. В силу их резкого минерального отличия они могут быть показаны на плоскостной диаграмме только отдельным квадратиком, никак не связанным со всей матрицей. Такое представление достаточно наглядно, но все же оно плохо вписывается в общие классификационные принципы, требующие единой системы для всех объектов одного порядка.

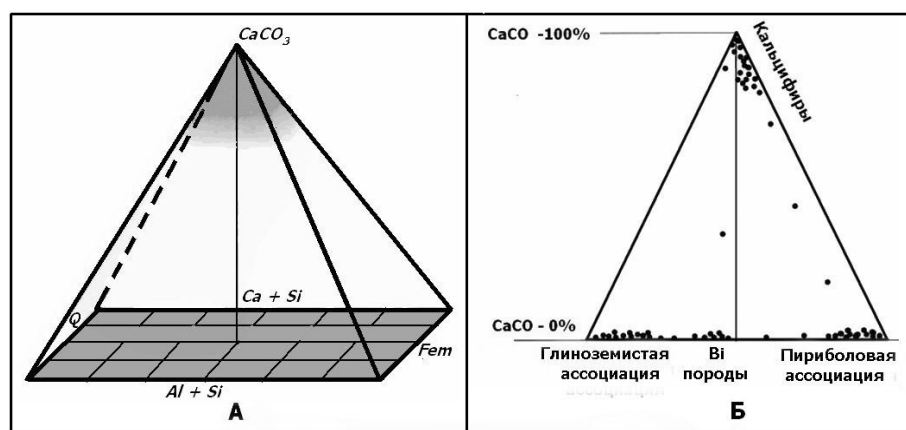
Тогда, для полноценного включения кальцифиров в общую классификацию регионально-метаморфических пород необходимо прибегнуть к третьей координате, перпендикулярной к двум координатам матрицы силикатных пород, т. е., к плоскости таблицы. Эта третья координата должна отражать изменчивость карбонатности пород, т. е. количество в них самостоятельного кальцита. В этом объемном виде, данная схема примет вид пирамиды, в основании которой лежит вышеприведенная матрица силикатных пород, а в вершине находятся чистые кальцифиры, без каких-либо силикатных примесей (рис. 2).

Верхняя часть этой пирамиды окажется вполне заполненной породами – от вершины вниз до уровня примерно в 20–25% содержания силикатных минералов, включенных в общую кальцифировую массу. Породы, проектирующиеся в среднюю и нижнюю части пирамиды встречаются в фундаментах, но в очень незначительных проявлениях. Несколько более заметное распространение имеют силикатные породы с акцессорным кальцитом, и их точки будут располагаться у самого дна пирамиды, возвышаясь над ним в пределах 1–2%.

Пирамидальная (объемная) диаграмма регионально-метаморфических пород имеет определенное общетеоретическое значение, в силу того, что охватывает собой все сообщество пород данного класса без исключения. Такая всеохватность природных проявлений какого-то класса – существенный признак полноценности классификации.

Рис. 2. Объемный вариант систематизации регионально-метаморфических пород – силикатных и карбонатных совместно:

А) Пирамидальная диаграмма – общий вид. Затемнены участки концентрации метаморфических пород – силикатных в основании пирамиды (детализированы на рис. 1) и карбонатных в ее привершинной части.  
Б) Сечение пирамиды – иллюстрация распределения внутри ее фигуративных точек регионально-метаморфических пород



Однако, поскольку эта пирамида распадается на две слабо связанные друг с другом зоны – привершинную, кальцифировую и придонную силикатную, то для практических нужд расчленения и корреляции метаморфических комплексов вполне приемлемо пользоваться только последней, считая кальцифировую просто отдельной, обособленной от других, группой пород, как и изображено на первом рисунке.

Данная диаграмма, как уже было сказано в начале, охватывает только породы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, которые и составляют в основном фундаменты массивов и платформ. Однако, закономерен вопрос – как она может быть связана с другими фациями метаморфизма – фациями более поверхностного уровня?

Ответ на этот вопрос находится в том же русле, что и решение и по поводу кальцифиров – переходом к трехмерной классификации. Надо просто дополнить приведенную плоскую матрицу аналогичными ей матрицами, соответствующими другим фациям метаморфизма, и расположить их одна на другой, нанизав их на ось, перпендикулярную к ним всем – на ось изменения РТ-условий. Там в соответствующих клетках появятся другие минералы – эпидот, куммингтонит, андалузит и проч., но суть останется такой же.

## НОВЫЙ ОЛИВИН-ШПИНЕЛЕВЫЙ $fO_2$ -БАРОМЕТР ДЛЯ ОЦЕНКИ ОКИСЛИТЕЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ НОРМАЛЬНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ И ОПЫТ ЕГО ПРИМЕНЕНИЯ К ПОРОДАМ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА

Николаев Г.С.<sup>1</sup>, Аriskин А.А.<sup>2,1</sup>, Бармина Г.С.<sup>1</sup>, Назаров М.А.<sup>1</sup>, Альмеев Р.Р.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, ул. Косыгина 19, 119991 Москва, Россия

<sup>2</sup> Геологический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы 1, 119234 Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт минералогии, Университет Ганновера, Германия

Для оценки летучести кислорода при зарождении и кристаллизации мафит-ультрамафитовых магм часто применяются  $Ol-Sp$  оксибарометры, калиброванные по результатам равновесных экспериментов в синтетических и природных системах. Благодаря простоте использования, одним из популярных на сегодня является  $Ol-OPx-Sp$  оксибарометр Балляхауса-Берри-Грина (BBG) [1]. Несмотря на то, что его использование не требует информации о составе  $OPx$ , условия применения данного оксибарометра предполагают расплавно-кристаллические и субсолидусные системы, включающие ортопироксен. Экспериментальную основу уравнения BBG составляет серия из 31 опыта по плавлению трех модельных составов, отвечающих модифицированным пиролиту и гарцбургиту. Характерная особенность этих экспериментальных систем – далекие от природных концентрации содержания хрома, которые находятся в интервале 6.63–16.08 мас.%  $Cr_2O_3$ . Несмотря на то, что этот оксибарометр изначально калибровался для оценки условий плавления шпинеливых лерцолитов и гарцбургитов в верхней мантии, из-за отсутствия альтернативы, его стали применять и для других геологических объектов, в том числе – для продуктов дифференциации базальтовых магм в относительно низкотемпературных условиях. Постановка современных петролого-геохимических задач требует тщательной оценки точности уравнения BBG, чему благоприятствует появление новых экспериментальных данных.

**Тестирование уравнения ВВГ** проведено на трех массивах экспериментальных данных: (i) 126 высокобарных экспериментов по плавлению перидотитов в графитовых капсулах, (ii) 12 высокобарных опытов в железных ампулах и (iii) 81 опыт при атмосферном давлении в условиях контролируемой фугитивности кислорода. Эта работа показала, что в случае гарцбургитовых и лерцолитовых парагенезисов Ol-OPx-Sp±Cpx в условиях близких буферу QFM уравнение ВВГ хорошо воспроизводит параметры экспериментов. В случае «безортопироксеновых» парагенезисов, наблюдается завышение оценки ΔQFM – в среднем на 0.80 лог. ед. Для экспериментов в восстановительных условиях буфера C-CO и ниже наблюдается завышение расчетных оценок и тем большие, чем более восстановительны условия опыта. Так для экспериментов, проведенных в железных капсулах среднее завышение составляет 3.30 лог. ед. Характерно, что наличие или отсутствие OPx, в этих случаях, не сказывается на погрешности расчета. Минимизация этого эффекта являлась одной из основных задач при создании более универсального оливин – шпинелевого оксибарометра.

**Формулировка модели.** С учетом того, что в магматических равновесиях всегда присутствует расплав, мы обратились к реакции  $3\text{Fe}_2\text{SiO}_4(\text{ol}) + \text{O}_2 = 3\text{SiO}_2(\text{liq}) + 2\text{Fe}_3\text{O}_4(\text{sp})$ , которая в явном виде не предполагает какой-либо зависимости от присутствия или состава ортопироксена. При этом главный композиционный эффект включает влияние активности  $\text{SiO}_2$  в расплаве. Косвенным свидетельством в пользу эффективности такого подхода могут являться оценки [2, 3] для дериватов толеитовой магмы. Эти авторы провели термодинамический анализ серии магматических расплавов – от оливиновых базальтов до кварцевых риолитов в температурном интервале 1150–850 °C и пришли к выводу, что абсолютные значения активности  $\text{SiO}_2$  варьируют от  $\sim 10^{-0.15}$  для базальтов до  $\sim 10^{-0.10}$  для риолитов. При более высоких температурах эта величина должна приближаться к единице. Таким образом, близкие к нулевым значения  $\lg(a_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})$  позволяют в первом приближении абстрагироваться от эффектов влияния активности кремнезема, которые при статистической обработке данных будут компенсированы (как некоторое среднее отклонение) в свободном члене регрессионного уравнения.

**Калибровочная выборка** составлена нами из опытов, моделирующих расплавно-минеральные равновесия, которые как по химическим составам, так и по экспериментальным условиям соответствуют мафит-ультрамафитовым магмам нормальной щелочности. Этот массив включает 163 пары составов сосуществующих оливина и хромшпинелида, полученных в результате 114 опытов при 1 атм. и 49 высокобарных экспериментов. Он перекрывает следующий диапазон условий: по температуре – от 1015 до 1500 °C, по давлению 0.001–27 кбар; окислительно-восстановительные условия экспериментов находились в интервале между буферными кривыми IW–3 и NNO+1, содержания хрома в системах варьировали от 0 до 16 мас.%. Содержания петрогенных элементов в экспериментальных стёклах охватывают диапазон (мас.%):  $\text{SiO}_2$  – 34.7÷55.7,  $\text{TiO}_2$  < 15.0,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 4.0÷19.4,  $\text{FeO}$  – 3.6÷31.4,  $\text{MgO}$  < 27.0,  $\text{CaO}$  < 16.3.

**Предложенная форма нового уравнения** так же, как и в модели ВВГ, основана на интегральном выражении изобары Вант-Гоффа. Параметры состава минералов следует интерпретировать, как суммарные показатели, объединяющие поправки на энтропийный эффект и активности реагентов. Параметры состава шпинелида представлены в виде полиномов второй степени для учета возможной нелинейной зависимости. Пересчеты составов шпинелидов проводились на ионные доли в соответствии со стехиометрией термохимической модели Сэка [4]. В общем виде уравнение выглядит следующим образом [5]:

$$\Delta\text{QFM} = \frac{4718}{T} - \frac{0.05P}{T} - 2.697 \ln \frac{X_{\text{Fe}2+}^{\text{Ol}}}{X_{\text{Fe}2+}^{\text{Ol}} + X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}}} - 0.914 \ln \frac{X_{\text{Fe}2+}^{\text{Sp}}}{X_{\text{Fe}2+}^{\text{Sp}} + X_{\text{Mg}}^{\text{Sp}}} - 1.027 \left( \ln \frac{X_{\text{Fe}2+}^{\text{Sp}}}{X_{\text{Fe}2+}^{\text{Sp}} + X_{\text{Mg}}^{\text{Sp}}} \right)^2 +$$

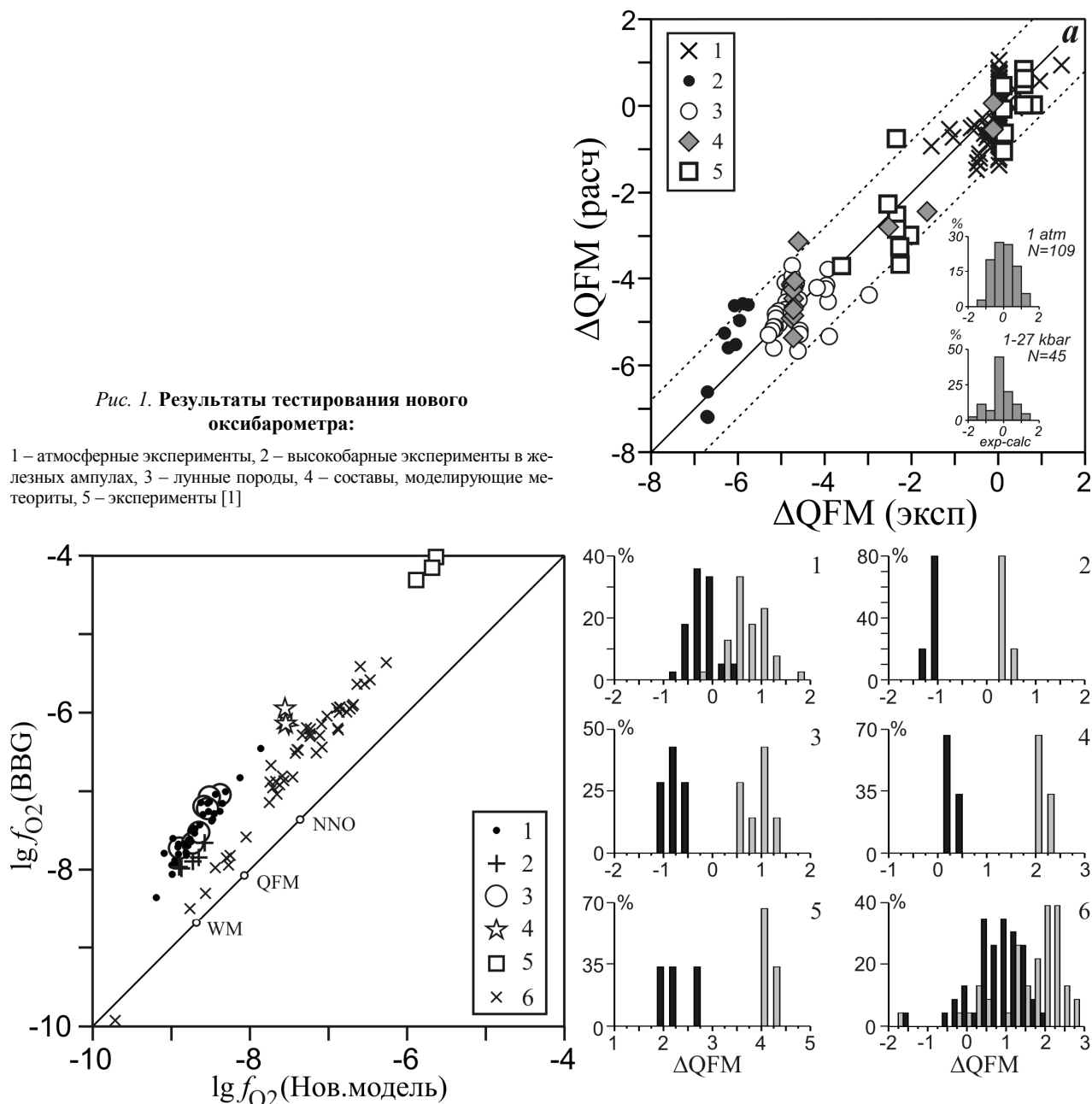
$$+ 1.908 \ln \frac{X_{\text{Fe}3+}^{\text{Sp}}}{X_{\text{Al}}^{\text{Sp}} + X_{\text{Cr}}^{\text{Sp}} + X_{\text{Fe}3+}^{\text{Sp}}} + 0.116 \left( \ln \frac{X_{\text{Fe}3+}^{\text{Sp}}}{X_{\text{Al}}^{\text{Sp}} + X_{\text{Cr}}^{\text{Sp}} + X_{\text{Fe}3+}^{\text{Sp}}} \right)^2 - 4.380$$

где T – температура в К, P – давление в барах,  $X^{\text{Ol}}$  и  $X^{\text{Sp}}$  – ионные доли в оливине и шпинелиде.

**Результаты тестирования нового оксибарометра** путем решения обратной задачи расчета ΔQFM для финальной калибровочной выборки показаны на рис. 1. Эти данные показывают, что, несмотря на значительное расширение калибровочного массива и смещение  $f_{\text{O}_2}$ -диапазона в область более восстановительных условий, новый Ol-Sp оксибарометр с удовлетворительной и примерно одинаковой точностью предсказывает редокс-условия во всем калибровочном диапазоне. Среднее отклонение расчетного значения ΔQFM от экспериментального составляет 0.51 лог. ед.

**Примеры петрологического использования** нового Ol-Sp оксибарометра для различных природных объектов показаны на рис. 2. Важным условием проведения этих расчетов является наличие независимых оценок температуры и давления; в случае использования литературных данных мы опирались на авторские оценки. Для сравнения приводятся также расчеты по уравнению ВВГ.

Использование предлагаемого нами нового оксибарометра позволяет избежать систематических погрешностей при оценках ΔQFM в восстановительных условиях и расширить диапазон его применения для магм не насыщенных по ортопироксену.



**Рис. 2. Сравнение результатов оксидометрии (при  $T=1213-1215\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P=1\text{ кбар}$ ), рассчитанных по новому уравнению и по модели BBG. На гистограммах черное – результаты расчетов по новому оксидометру, серое – по уравнению BBG; номера графиков соответствуют легенде.**

Условные обозначения: 1 – океанические толеитовые базальты с поднятия Шатского в Тихом океане [3], 2–5 – продукты магматизма Норильского района Сибирской трапповой провинции [4]: 2 – пикриты Гудчихинской свиты, 3 – базальты Микчангинского лавового потока Надеждинской свиты, 4 – долериты Черногорского интрузива, 5 – долериты Нижнеталнахского интрузива, 6 – троктолиты и плагиоперидотиты Йоко-Довыренского массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 11–05–00268, 14–05–00216.

#### Литература

1. Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. // Contrib. Mineral. Petrol. 1991, V. 107, № 1, P. 27–40 (Erratum // Contrib. Mineral. Petrol. 1994, V. 118, № 1, P.109).
2. Carmichael I.S.E., Nicholls J., Smith A.L. Silica activity in igneous rocks // Am. Mineralogist 1970, V. 55. P. 246–262.
3. Nicholls J., Carmichael I.S.E., Stormer J.C. Jr Silica activity and P-total in igneous rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1971, V. 33, P. 1–20.



4. Sack R.O. Spinels as petrogenetic indicators: Activity-composition relations at low pressure // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1982. V. 79. P.169–186.
5. Николаев Г.С., Арускин А.А., Бармина Г.С., Назаров М.А., Альмеев Р.Р. Тестирование Ol-OPx-Sp оксидометра Балльхауса-Берри-Грина и калибровка нового уравнения для оценки окислительного состояния расплавов, насыщенных оливином и шпинелидом // *Геохимия*, 2016, (в печати).
3. Natland J.H., Almeev R.R. Processes of Melting, Differentiation and Magma Mixing Recorded by Compositions of Cr-spinel in Basalt From Shatsky Rise Oceanic Plateau, NW Pacific. *J. of Petrology*, 2015 (in press).
4. Krivolutsкая N.A., Sobolev A.V., Mikhailov V.N., Plechova A.A., Kostitsyn Yu.A., Roschina I.A., Fekiacova Z. Parental melt of the Nadezhdinsky Formation: Geochemistry, petrology and connection with Cu-Ni deposits (Noril'sk area, Russia). *Chemical Geology* 2012, V. 302–303, P. 87–105.

## БЕЗКВАРЦЕВЫЕ КОМЕНДИТЫ И ПАНТЕЛЛЕРИТЫ ВУЛКАНА НЕМРУТ (ВОСТОЧНАЯ ТУРЦИЯ): ПРОЦЕССЫ ЭВОЛЮЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ

Перетяжко И.С.<sup>1</sup>, Савина Е.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН  
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского 1А, e-mail: pgmigor@igc.irk.ru

Нет единого мнения о генезисе комендитовых и пантеллеритовых расплавов. Их появление часто объясняют процессами кристаллизационной дифференциации трахитовых магм, которые, в свою очередь, образовались при эволюции щелочно-базальтовой магмы. Предлагается также альтернативная модель формирования таких остаточных щелочных расплавов за счет фракционирования низкожелезистой комендитовой магмы [1, 2]. Центры трахибазальт-трахит-комендитового вулканизма крайне редко встречаются в обстановках конвергенции литосферных плит. Одним из них является вулкан Немрут, который расположен вблизи коллизийной границы Анатолийской и Арабской плит [3]. Представим данные по условиям образования щелочных расплавов и магматической эволюции вулкана.

На докальдерной стадии в интервале от 1 млн лет до 89–93 тыс. лет вулкан Немрут формировался, главным образом, за счет извержений магм трахитового, трахит-комендитового и высокожелезистого комендитового состава с концентрацией SiO<sub>2</sub> более 63 мас.% [3]. Кальдера образовалась в интервале от 90 до 30 тыс. лет после обрушения постройки стратовулкана, вызванного крупными извержениями игнимбритов трахитов. В кальдере происходили извержения низкожелезистой комендитовой магмы. Трахиты и трахитовые комендиты – афировые и порфиновые породы, реже, стекловатые. Комендиты и пантеллериты состоят из стекла и вкрапленников (фенокристов, микролитов), количество которых редко превышает 10 об.%. В посткальдерных комендитах встречаются реликты (ксенокристы, стекло) бенморейтовой магмы и включения ксенолитов бенморейтов [3, 4].

Для комендитов и пантеллеритов характерна ассоциация вкрапленников (фенокристов, микролитов) анортоклаза (доминирующей фазы), геденбергита, фаялита, ильменита. В породах нет фенокристов кварца. В докальдерных высокожелезистых комендитах и пантеллеритах анортоклаз (Ab<sub>66-69</sub>Or<sub>34-31</sub>) содержит 0.6–0.8 мас.% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В низкожелезистых посткальдерных комендитах анортоклаз более калиевый (Ab<sub>61-68</sub>An<sub>0-2</sub>Or<sub>34-38</sub>), имеет примесь Са (до 0.25 мас.% СаО) и Fe (до 0.4 мас.% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Геденбергит и фаялит встречаются во всех породах. Состав геденбергита меняется незначительно (En<sub>3-5</sub>,Fs<sub>43-57</sub>,Wo<sub>42-45</sub>), для него характерна примесь 1.2–1.4 мас.% MnO. Состав фаялита различается по концентрациям Mg и Mn. Фаялиты в докальдерных породах содержат меньше MgO (0.1–0.2 мас.%) и больше MnO (3.3–3.5 мас.%), чем в посткальдерных комендитах (0.4–1 мас.% MgO, 2.8–3.2 мас.% MnO). Титаномagnetит характерен только для посткальдерных комендитов. P3Э- и Sr-содержащий фтор-апатит обнаружены в докальдерных комендитах и пантеллеритах, а чевкинит и циркон – в посткальдерных комендитах. Чевкинит имеет близкие составы, содержит СаО (2.5–3 мас.%), ThO<sub>2</sub> (0.6–1 мас.%), иногда – Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.7–1 мас.%), ZrO<sub>2</sub> (0.9 мас.%) и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.7–1.1 мас.%). Для циркона характерна примесь около 1 мас.% HfO<sub>2</sub> и до 1 мас.% FeO.

На диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO<sub>общ.</sub> породы с концентрацией SiO<sub>2</sub>>70 мас.% образуют линейный тренд между низкожелезистыми комендитами и пантеллеритами. Индекс агпаитности и содержание Fe возрастают в ряду от комендитов к пантеллеритам. Нормированные к значениям в примитивной мантии мультиэлементные распределения для этих пород имеют отрицательные аномалии Ba, Sr, P, Eu, Ti и высокие уровни содержаний Cs, Rb, Th, U, Nb, Ta, P3Э, Y, Pb, Zr, Hf. Для комендитов и пантеллеритов относительно других пород Немрута характерны повышенные концентрации (в ppm) Li (70–108), Be (9–11), Ga (28–32), Mo (6–11), Sn (12–14), W (5–6) и пониженные – Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu. В низкожелезистых комендитах и комендитовых трахитах

концентрации Cs, Rb, Th, U, Nb, Ta, PЗЭ, Y, Pb, Zr, Hf закономерно снижаются, а отрицательные аномалии Ba, Sr, P, Eu, Ti на мультиэлементных распределениях проявлены в меньшей степени. Высокожелезистые комендиты Немрута имеют сходные с комендитами вулкана Пектусан [5] составы и распределения элементов-примесей. Комендиты и пантеллериты Африканского (Кенийского, Эфиопского, Афарского) рифта также близки по составу к породам Немрута, например, пантеллериты вулканов Даббаху [6], Гедемса, комендиты и пантеллериты комплекса Олкария [1, 2]. Низкожелезистые комендиты часто встречаются в комплексе Олкария Кенийского рифта [1] и в кальдере Пайн Каньен (Техас, США).

Масс-балансовые расчеты отвергают модель образования высокожелезистых комендитовых и пантеллеритовых расплавов Немрута за счет последовательного фракционирования с участием кварца низкожелезистого комендитового расплава, т. е. эволюции комендитовой магмы, которая предполагалась для комендитов и пантеллеритов комплексов Олкария и Эбуру в Кенийском рифте [1, 2]. По нашим данным остаточные комендитовые и пантеллеритовые расплавы появились вследствие кристаллизации в исходных трахит-комендитовых расплавах анортоклаза (преобладающей фазы), геденбергита, фаялита, оксидов Fe и Ti при отсутствии кварца. На докальдерной стадии фракционная кристаллизация трахитовых и трахит-комендитовых расплавов приводила к образованию преимущественно высокожелезистых комендитовых расплавов. Судя по соотношению докальдерных комендитов и пантеллеритов в строении вулкана [3], пантеллеритовые магмы также формировались, но в подчиненном количестве. После образования кальдеры в интервале от  $30 \pm 2$  тыс. лет до активизации вулкана в историческое время около 500 лет назад происходили извержения низкожелезистой комендитовой магмы близкого состава. Эта магма, вероятно, накапливалась в трахит-комендитовом докальдерном очаге (возраст самых молодых комендитовых трахитов  $89 \pm 2$  тыс. лет). Остаточный низкожелезистый комендитовый расплав, по-видимому, формировался при фракционной кристаллизации трахит-комендитового расплава с повышенным содержанием воды при давлении более 2.3 кбар в магматической камере, которая сохранилась после обрушения постройки стратовулкана и образования кальдеры. Минимальные параметры кристаллизации геденбергита, фаялита, ильменита в расплавах без кварца по расчетам в программе QUILF-95: высокожелезистые комендиты (3 кбар, 763 °C,  $\Delta \lg f_{O_2}$  FMQ  $-1.27$ ), пантеллериты (3.3–3.8 кбар, 715 °C,  $\Delta$ FMQ  $-1.08$ ), низкожелезистые комендиты (2.3 кбар, 748 °C,  $\Delta$ FMQ  $-1.16$ ). Кристаллизация фенокристов анортоклаза по термометру Putirka (2008) происходила при  $T \sim 750$  °C. По данным анализов стекол расплавных включений в анортоклазе комендитовые и пантеллеритовые расплавы не были насыщены водой и содержали до 3 мас.%  $H_2O$ .

Как мы предполагаем [4], в камеру с посткальдерным низкожелезистым комендитовым расплавом внедрилась трахибазальтовая магма, что привело к образованию смешанной посткальдерной магмы бенморейтового состава с аномально низкими концентрациями Ba и Sr. Наиболее поздняя трахибазальтовая магма не могла быть источником посткальдерного низкожелезистого комендитового расплава. По-видимому, формирование докальдерной дифференцированной серии магм Немрута происходило в локальном очаге трахибазальтового расплава, который образовался более 1 млн. лет назад до начала формирования постройки вулкана. По нашим оценкам в докальдерных высокожелезистых комендитовых и пантеллеритовых расплавах фенокристы фаялита, геденбергита, ильменита кристаллизовались при давлении более 3 кбар, а в посткальдерном низкожелезистом комендитовом расплаве – выше 2.3 кбар. Данный вывод основан на том, что по QUILF-расчетам при давлениях ниже этих величин в таких расплавах должен кристаллизоваться кварц. Следовательно, отсутствие кварца может быть признаком повышенного давления в комендитовых и пантеллеритовых магмах. По данным [3] верхняя часть камеры, из которой извергалась низкожелезистая комендитовая магма в кальдере вулкана находилась на глубине около 6 км, что в зависимости от плотности коры соответствует литостатическому давлению 2–2.5 кбар. Эти значения близки к давлению, при котором по нашим оценкам существовала низкожелезистая комендитовая магма. Давление выше 3 кбар для условий кристаллизации фенокристов в докальдерных комендитовых и пантеллеритовых расплавах свидетельствует о положении магматического очага на глубине более 10 км. Такие оценки литостатического давления согласуются с данными в других регионах, где проявлены близкие по составу породы. Так, магматическая эволюция вулкана Пектусан, которая привела к образованию высокожелезистой комендитовой и пантеллеритовой магм, происходила в камерах на глубине 10–12 км [5]. Комендитовые и пантеллеритовые магмы на вулкане Даббаху формировались при давлении около 4.3 кбар на глубине 10–15 км [6]. Более низкие величины давления (1–1.5 кбар) получены по QUILF-расчетам для условий кристаллизации комендитовых и пантеллеритовых расплавов в Кенийском рифте [7] и на о-ве Пантеллерия. По оценкам [8] резервуар с пантеллеритовой магмой на о-ве Пантеллерия находился на глубине  $5 \pm 1$  км при давлении  $1.2 \pm 0.2$  кбар, температуре  $730 \pm 10$  °C, концентрации  $H_2O$  около 4 мас.% и  $\Delta$ NNO  $-1.5$ . Таким образом, анализ условий образования магм Немрута и литературных источников показал, что магматические камеры с комендитовыми и пантеллеритовыми ненасыщенными водой (1–4 мас.%  $H_2O$ ) расплавами могут существовать на разных глубинах от 5 до 10–15 км при температуре менее 730–750 °C, давлении 1–4 кбар и летучести кислорода  $f_{O_2}$  ниже буфера FMQ.

## Литература

1. Scaillet B., Macdonald R. Experimental constraints on the relationships between peralkaline rhyolites of the Kenya Rift Valley // *J. Petrol.* 2003. V. 44. P. 1867–1894.
2. Scaillet B., Macdonald R. Experimental constraints on pre-eruptive conditions of pantelleritic magmas: evidence from the Eburru complex, Kenya Rift // *Lithos.* 2006. V. 91. P. 95–108.
3. Çubukçu H.E., Ulusoy İ., Aydar E., Ersoy O., Şen E., Gourgaud A., Guillou H. Mt. Nemrut volcano (Eastern Turkey): Temporal petrological evolution // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2012. V. 209–210. P. 33–60.
4. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Щербаков Ю.Д. // Генезис муджиритов и бенморситов вулкана Немрут (Восточная Турция): процессы смешения магм и фракционной кристаллизации щелочно-базальтового расплава // *Петрология.* 2015. Т. 23. № 3 (в печати).
5. Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Джи Дж.Ч. Состав и источники магм вулкана Чанбайшан Тяньчи (Китай – Северная Корея). Докл. РАН. 2014. Т. 456. С. 200–206.
6. Field L., Blundy J., Calvert A., Yirgu G. Magmatic history of Dabbahu, a composite volcano in the Afar Rift, Ethiopia. *Geological Society of America Bulletin.* 2013. V. 125. P. 128–147.
7. Ren M., Omenda P.A., Anthony E.Y., White J.C., Macdonald R., Bailey D.K. Application of the QUILF thermobarometer to the peralkaline trachytes and pantellerites of the Eburru volcanic complex, East African rift, Kenya // *Lithos.* 2006. V. 91. P. 109–124.
8. Di Carlo I., Rotolo S.G., Scaillet B., Buccheri V., Pichavant M. Phase equilibrium constraints on pre-eruptive conditions of recent felsic explosive volcanism at Pantelleria Island, Italy // *J. Petrology.* 2010. V. 51. P. 2245–2276.

## ПЕТРОГРАФИЯ ПАРАЛАВ ФОРМАЦИИ ХАТРУРИМ (ИЗРАИЛЬ – ИОРДАНИЯ)

Петров Д.А.<sup>1</sup>, Кургузова А.В.<sup>1</sup>, Мурашко М.Н.<sup>2</sup>, Вапник Е.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург,  
da\_petrov@list.ru, kurguzova.anna@gmail.com

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, mzmurashko@gmail.com

<sup>3</sup>Бен-Гурион Университет, Беэр-Шева, Израиль, vapnik@bgu.ac.il

Пирометаморфическая формация Хатрурим (Hatrurim) представлена несколькими комплексами на территории Израиля и Иордании, и является уникальной природной лабораторией, механизм функционирования которой по сей день остаётся не до конца осмысленным. В пределах формации распространены продукты высокотемпературного метаморфизма карбонатно-силикатных пород спуррит-мервинитовой фации, содержащие сульфатную, фосфидную и др. минерализацию. Среди акцессорной минерализации пород Хатрури-ма известны перовскит, браунмиллерит, хибонит, разнообразные минералы никеля и железа – браннерит, мурашкоит, цуктамурит, треворит. Уже в монографии 1977 года [4] израильской исследовательницей было описано 197 минералов Хатрури-ма.

Происхождение пород формации остаётся дискуссионным, его связывают с взрывным грязевым вулканизмом [1, 6], горением битуминозных сланцев [4, 5], контактовым метаморфизмом. Последняя версия не нашла подтверждения ввиду отсутствия интрузивных тел, способных выступать в качестве источника тепла для контактово-термального метаморфизма.

Наибольший интерес среди пород Хатрури-ма представляют паралавы – породы, образовавшиеся в результате плавления или обжига осадочных пород за счёт горения угольных пластов [7]. С паралавами связана фосфидная минерализация, указывающая на высокие температуры и восстановительные условия их образования.

Температуры образования шорломит-воластонитовых паралав, реконструированные с помощью минералогических термометров, оценены в 1000–1200 °C [1, 6]. Согласно данным <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования [5], для Хатрури-ма выделяется два метаморфических события возрастом 3 и 16 млн лет.

Нами были изучены структурно-текстурные особенности и минеральный состав нескольких разновидностей пород из формации Хатрурим (8 образцов из комплексов на территории Израиля, и 7 – Иордании). Породообразующими минералами в этих породах, согласно литературным данным, являются диопсид, спуррит, ларнит, мервинит и меллилит [2, 4]. Методами оптической микроскопии и спектроскопии комбинационного рассеяния нами были диагностированы меллилит, диопсид и волластонит, а также эпигенетические карбонаты. Вероятнее всего, в качестве порообразующих минералов в изученных шлифах присутствуют спуррит и мервинит, образующие симплектитовые сростки с меллилитом. На основании изучения 15 шлифов и образцов были выделены следующие наиболее распространенные типы пород формации Хатрурим:

**Стекловатые породы (собственно паралавы)**, состоящие из темно-бурой изотропной массы с включениями относительно крупных (до 1,5 мм) идиоморфных кристаллов диопсида. Структура пород стекловатая или афировая, с редкими игольчатыми кристаллами анортита. Встречаются более раскристаллизованные разновидности, в основной массе которых анортит преобладает над изотропным веществом. Текстура пород часто пористая, поры размером 0,1–1 мм, иногда вытянутой формы и ориентированы субпараллельно друг другу, заполнены эпигенетическими карбонатами. Крупные поры (до 1–3 мм) заполняются радиально-лучистыми агрегатами бесцветного минерала, предположительно эттрингита. Подобные породы встречаются на территории Иордании, их ближайшие аналоги в израильских комплексах имеют афировое сложение, то есть порфиновые вкрапленники диопсида в них отсутствуют.

**Породы с «офитовой» структурой** – сложены идиоморфными призматическими зернами мелилита (геленита) и ксеноморфными изометричными зернами спуррита и диопсида размером 0,5–1 мм. Сюда же относятся разновидности, в которых промежутки между геленитом заполнены мелкими зернами спуррита (возможно, совместно с мервинитом). Все подобные породы сосредоточены в образцах из Иордании.

**Породы с «пойкилитовой» и «симплектитовой» структурой** – образованы тонкими срастаниями спуррита и мервинита, часто с присутствием диопсида, мелилита и анортита, а также бурого изотропного вещества. Встречаются переходы к стекловатым разновидностям. Породы с «симплектитовой» структурой обнаружены только в образцах из Израиля.

В породах всех типов отмечается широкое развитие карбонатов по трещинам, иногда – псевдоморфозы по мервиниту и анортиту. В образцах породы весьма неоднородны, в пределах одного шлифа могут наблюдаться участки анортитового, мелилитового и спуррит-мервинитового состава. Пустоты, заполненные вторичными минералами, как правило, вытянуты и закономерно ориентированы.

Кроме того, среди пород Хатруриума описаны гранатитовые паралавы, сложенные шорломитом и волластонитом [1] и не изученные в данной работе.

Обобщая результаты первого этапа исследований, можно заключить, что в паралавах формации Хатрурим не отмечается каких-либо реликтов осадочных структур и текстур (особенно на микроуровне), по особенностям строения они скорее напоминают эффузивы или пирокластические породы. При этом для комплексов восточнее Мертвого моря (Иордания) характерны породы с порфировидной либо «офитовой» структурой, для комплексов, расположенных западнее (Израиль) отмечается присутствие пород с симплектитовыми структурами. Среди породообразующих минералов выделяются минимум две ассоциации: высокотемпературных кальциевых силикатов (диопсид, анортит, волластонит, спуррит, мервинит, мелилит) и поздних (гидротермальных?) минералов – карбонатов и цеолитов. Закономерная ориентировка пор и их вытянутость позволяет высказать предположение об их формировании под направленным воздействием флюидов и температур.

*Исследования поддержаны грантом РФФИ №14-05-00364.*

*Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К на 2014–2016 гг.*

## Литература

1. Затеева С.Н., Шарыгин В.В. Псевдоволластонит-шорломитовые паралавы – индикаторы древних фокусов горения газовых факелов // материалы II Международной конференции «Кристаллогенезис и минералогия», СПб., 2008. С. 266–268.
2. Минералы псевдобинарной серии перовскит-браунмиллерит в ларнитовых породах, Хатрурим, Израиль // материалы II Международной конференции «Кристаллогенезис и минералогия», СПб., 2007. – С. 371–374.
3. Шарыгин В.В., Вапник Е., Сокол Э.В. Ассоциация хибонит-шпинель-корунд-гематит в клинопироксен-плагиоклазовых роговиках формации Хатрурим, Израиль // Федоровская сессия 2008, с. 125–128.
4. Gross, S. The Mineralogy of the Hatrurim Formation, Israel. Geological Survey of Israel, 1977. Bulletin no. 70, 80.
5. Gur, D. et al. 40Ar/39Ar dating of combustion metamorphism («Mottled Zone», Israel). Chem. Geol. 1995. 122. – P. 71–184.
6. Novikov I. Vapnik, Y., Safonova, I. Mud volcano origin of the Mottled Zone, South Levant. // Geoscience Frontiers/ 2013. – P. 597–619.
7. Sokol E., Volkova N., Lepezin G. Mineralogy of pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal-bearing spoil-heaps of the Chelyabinsk coal basin, Russia // European Journal of Mineralogy. V. 10. P. 1003–1014.

## О ГЛАВНОМ ГЕНЕТИЧЕСКОМ ПОДРАЗДЕЛЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ: ВОЗМОЖНОСТИ ИНТЕГРАТИВНОГО ПОДХОДА

Покровский М.П.

Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н.Заварицкого УрО РАН, г.Екатеринбург, pokrovsky@igg.uran.ru

1. Развитая классификация, как правило, иерархична. Причём исторически она на разных уровнях эволюционирует по-разному. Наиболее устойчивы верхние уровни классификации [7], представляя собой своего рода парадигму науки, в которой классификация создана. Здесь рассматривается вопрос классификации горных пород (ГП) и месторождений полезных ископаемых (МПИ) *на верхних уровнях* этих **классификаций**.

2. В соответствии с авторской концепцией сущности [8] методологически и познавательно ценным было бы найти обобщающие подходы в классификации ГП и МПИ. Это представляется реальным, ибо в течение более 200 лет самое главное, самое крупное подразделение ГП и МПИ было схожим: до начала 20 в. и ГП, и МПИ делились на первичные и вторичные, с начала 20 в. ГП – на магматические, осадочные, метаморфические, а МПИ – аналогично – на эндогенные, экзогенные, метаморфогенные.

3. Такое сходство можно считать не случайным, ибо приведённое разделение ГП и МПИ – *генетично*. По сути это классификация *не объектов, а процессов формирования, условий формирования* объектов. Процессы же формирования, обрисовываемые столь обобщённо, как это неизбежно на самых верхних уровнях классификации, могут считаться практически одними и теми же и для ГП, и для МПИ. Несмотря на необходимость разработки классификаций и ГП, и МПИ в нескольких аспектах (генезис, агрегатное состояние, пространственные параметры объектов, уровень организации вещества [8]), наиболее разработанным, особенно для верхних уровней классификаций ГП и МПИ, может считаться именно генезис. Поскольку генетические типы ГП и МПИ рассматриваются для самых верхних уровней их классификаций, такое их подразделение и названо «главным генетическим подразделением». «Главное» – значит здесь «логически первоочередное» деление, деление, предусматривающее выделение самых крупных генетических таксонов этих объектов. (Чем ниже уровень иерархической классификации, тем меньше сходства будет у классифицируемых объектов на этом уровне, в том числе – и в их генезисе.)

4. Предлагается следующий обобщённый, интегративный подход к классификации ГП и МПИ на верхних уровнях такой классификации.

4.1. Необходимо предусматривать существование комбинаторных, полигенных и т.п. объектов, и, исходя из этого, сначала разрабатывать классификацию типов «простых» («базовых») объектов и лишь на основе этого – классификацию «сложных». Далее рассматриваются в первую очередь типы «простых» объектов, «сложные» затрагиваются лишь при необходимости.

4.2. В качестве основного генетического подразделения геологических объектов предлагается их подразделение на **природные – техногенные – комбинированного генезиса** (техногенно-природные и природно-техногенные); природных – в свою очередь – на **космогенные – геогенные – комбинированные природные** (космогенно-геогенные и геогенно-космогенные).

4.3. **Геогенные объекты** могут быть подразделены на **эндогенные** (*эндопротогенные* – объекты «рождённые» в эндогенных условиях, эндогенные «первичные», и *эндометагенные* – объекты, возникшие за счёт преобразования в эндогенных условиях ранее образованных объектов, эндогенные «вторичные»), и **экзогенные** (*экзопротогенные* – объекты, «рождённые» в экзогенных условиях, экзогенные «первичные», и *экзометагенные* – объекты, возникшие за счёт преобразования в экзогенных условиях ранее образованных объектов, экзогенные «вторичные»). В соответствии с этим **геогенные ГП** предлагается делить на **эндогенные** (эндолиты) – магматические и метаморфические s.l. (эндогенные метаморфические) и **экзогенные** (экзолиты) – осадочные и породы коры выветривания (экзогенные метаморфические). **Геогенные МПИ** – соответственно – на **эндогенные** – сингенетические (магматические) и эпигенетические (гидротермальные, метаморфогенные) и **экзогенные** – сингенетические (осадочные) и эпигенетические (месторождения коры выветривания).<sup>2</sup>

Такое 4-членное деление и ГП, и МПИ имеет прецеденты [1; 2; 12]. Оно удобно для наглядного изображения рециклинга вещества в петро- и рудогенезе.

4.4. Особо следует оговорить, почему предлагаемое деление и ГП, и МПИ называется 4-членным, хотя, вроде бы, вначале и те, и другие предлагается делить на эндогенные и экзогенные образования. Во-первых, потому, что существующее **одноуровневое** 3-членное деление и ГП, и МПИ, будучи логически скорректированным, даёт **двухуровневое** деление, предусматривающее на *обоих* уровнях в целом 4 класса. Во-вторых, ес-

<sup>2</sup> Необходимо особо оговорить, что на *терминах* автор не настаивает и готов принять и другие слова для обозначения употребляемых понятий, если эти другие слова ни у кого не вызовут возражений.

ли для классификаций МПИ известны прецеденты начального деления их на эндогенные и экзогенные (например, [4]), то для классификаций горных пород такие прецеденты отсутствуют. Ещё в 1960-х г.г. специалисты по корам выветривания говорили об образованиях коры выветривания как о «четвёртом типе пород» (а не втором среди экзогенных); уже упоминавшийся коллектив авторов [2] говорит о том, что коры выветривания как «совокупность горных пород» «занимают равноправное место в ряду с магматическими, метаморфическими и осадочными генетическими классами» (с.491), апеллируя к одному 4-членному ряду пород. В-третьих, двойная дихотомия («эндо-экзо»; «прото-мета»), изображённая деревом, не позволяет столь наглядно, как 4-членная «матрица», представить и циклинг вещества, и «поле переменных», с помощью которого удобно отображать и условия формирования («эндогенность» – «экзогенность»), и степень «вторичности» образований. И, наконец, в-четвёртых: двучленное объединение 4 базовых типов и горных пород, и МПИ – можно проводить двояко, такое объединение возможно двумя способами, по любой из «осей» «матрицы». Особенно хорошо это можно показать, имея в виду 4 типа горных пород – магматические, метаморфические, осадочные породы, породы коры выветривания. Попарно их можно объединить двояко:

*Эндогенные* (эндолиты): протолиты (магматические) и металиты (метаморфические s.s.),

*Экзогенные* (экзолиты): протолиты (осадочные) и металиты (породы коры выветривания);

или

*Протолиты* («первичные» породы): эндогенные (магматические) и экзогенные (осадочные) и

*Металиты* («вторичные» породы): эндогенные (метаморфические) и экзогенные (породы коры выветривания).

5. Таким образом, предлагается отказаться от деления горных пород на *магматические, метаморфические и осадочные* и делить горные породы на *магматические, метаморфические, осадочные и породы коры выветривания*.

Такое предложение обосновывается следующим.

1). Предлагаемое деление *логичней* существующего.

2). Такое деление аналогично рекомендуемому для МПИ [8], что позволяет считать его более сущностным, чем не учитывающее этого обстоятельства [там же].

3) Переход к рекомендуемому 4-членному делению отвечал бы известному в методологии науки «принципу соответствия», согласно которому новое знание должно не отвергать старое, а включать его в себя как частный случай. Предлагаемое деление ГП и МПИ включает в себя и 100-летнее деление их на первичные и вторичные, и почти 100-летнее 3-членное деление горных пород на магматические, осадочные, метаморфические, а МПИ – на эндогенные, экзогенные, метаморфогенные со снятием нелогичности последнего.

Последнее обстоятельство позволяет оценивать рекомендуемую смену основного деления горных пород как объективно обусловленную и потому – ожидаемую. Есть основания [7] предполагать, что такой переход можно ожидать в близком будущем.

6. Трудности перехода к предлагаемому делению и ГП, и МПИ, в основном, следующие.

1). Необходимость преодоления традиции существующего деления, насчитывающей около 100 лет.

2). Предлагаемое деление имеет интегративную тенденцию, что противоречит тенденции дифференциации, господствующей сейчас в геологии. Ныне в геологии разрабатываются классификации лишь отдельных, хотя иногда и очень крупных, групп ГП и МПИ [5; 6; 9; 3; 10; 11 и др.]. (При этом два издания Петрографического кодекса [5;6] хорошо иллюстрируют тенденцию детализации типов рассматриваемых горных пород.)

3). Уровень предлагаемой интеграции знания по ГП и МПИ не отвечает социальной организации геологии. По-видимому, не без влияния только что отмеченной тенденции дифференциации, ныне в геологии существуют социально-научные подразделения, рассчитанные на рассмотрение вопросов более узкой специализации знания, чем при подходе, предлагаемом здесь.

## Литература

1. Бейли Б. Введение в петрологию. Пер. с англ. П.П.Смолина и С.С. Чекина. М.: Мир, 1972. 280 с.
2. Бортников Н.С., Бугельский Ю.Ю., Слукин А.Д., Новиков В.М., Пилюян Г.О. Основные аспекты учения о руденосных корях выветривания в XXI веке // Геология рудных месторождений. 2011. № 6. С. 491–505.
3. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород: Справочное пособие / Отв. ред. Н.Л.Добрецов, О.А. Богатиков, О.М. Розен. Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1992. 206 с.
4. Павлов А.Г. Происхождение месторождений. Новосибирск: Наука, 2005. 251 с.
5. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
6. Петрографический кодекс России: магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд-е второе, перераб. и доп. / Гл. ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
7. Покровский М.П. О некоторых результатах анализа и оценки классификаций месторождений полезных ископаемых // Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов (Труды Свердловского горного института, вып. 131).Свердловск: Изд-е ин-та, 1976, с. 118–133.
8. Покровский М.П. Введение в классиологию. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. 484 с.

9. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
10. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Учеб. для вузов. М.: Недра, 1989. 326 с.
11. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых. Учебник для высшей школы. М.: Академический проект, 2004. 512 с.
12. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования / Батулин С.Г., Головин Е.А., Зеленова О.И. и др. Под ред. А.И. Перельмана. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.

## ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОТИВОРЕЧИЯ И ПАРАДОКСЫ

Хомичев В.Л.

*СНИИГТuMC, Новосибирск, geology@sniiggims.ru*

С каждым годом обостряется проблема прогноза и поисков скрытого оруденения. Задача эта чрезвычайно сложная, слабо разработанная. Без серьезного петрологического обоснования ее не решить. А в петрологии накопилось столько своих вопросов и противоречий которые не позволяют определить даже направление исследований по прогнозу скрытого оруденения. Впервые они изложены автором в 2002г. [2], а позже в монографиях [3, 4]. Вот некоторые из них:

1. Наиболее очевидным противоречием является несоответствие магматической части геологических карт и легенд существу глобальных по масштабу магматических процессов. Ю.А. Кузнецов для всего многообразия магматизма конктинктов выделил 29 магматических формаций. В последующие годы, особенно при среднемасштабных работах, число формаций и комплексов прогрессивно нарастало. Стремление к детальному расчленению плутонов свелось к необоснованному (произвольному, бесконтрольному) комплексотворчеству. Это общепринятая тенденция противоречит самому понятию комплекса – как крупно объёмной сложной по составу ассоциации всех пород, образовавшихся в ходе одного генетически самостоятельного гомогенного процесса, а комплексотворчество расчленяет целостные генетически единые тела на множество мелких совмещенных моно-двупородных невалидных подразделений, которым стали приписывать (главным образом по радиологии) разные возраста (чем кислее, тем моложе). Здесь уместно напомнить справедливое замечание Ю.А. Кузнецова: сонахождение магматических пород не может быть случайным – оно свидетельствует об их происхождении, в особенности, когда повторяется многократно. Но об этом не задумываются. Порой доходит до абсурда, когда в небольшом штоке выделяют 5–6 автономных разновозрастных или разновозрастных комплексов. Ю.А. Кузнецов, как-то заметил: авторы таких схем, видимо не задумываются, как можно объяснить невозможное с позиции классической физики внедрение поздних гранитов в более ранние. Почему они не внедрились во вмещающие породы или в контактовую зону, наиболее для этого благоприятную? Явление «комплекс в комплексе» наблюдается повсеместно, но Главная редколлегия, НРС, Петрокомитет не замечают этой ущербности, некомпетентности. Напротив, в Петрографическом кодексе для всех мелких и даже экзотических по составу и распространению (1–2 тела или чуть больше), явно невалидных подразделений, предусмотрены соответствующие формационные типы, т.е. местнический подход в петрологии, картирование на породном уровне узаконены, а системный анализ магматизма, закономерно эволюционирующего от основных пород к кислым и завершающийся рудообразованием, остаётся невостребованным. Отсюда низкий уровень прогноза оруденения.

2. До сих пор принимаются на веру площадные соотношения основных и кислых магматических пород и никто не пытался объяснить очевидный парадокс, почему среди вулканических пород базальты составляют 90%, а в плутонических на габброиды приходится лишь 10–15% и львиную долю составляют гранитоиды? Ведь те и другие – это лишь фации единого процесса магматической (энергетической) активизации земных недр. После работ Е.К. Устиева теперь сплошь и рядом утверждают комагматичность вулканических и плутонических комплексов, которая предполагает не только вещественное сходство, сколько генетическую их общность. Тогда почему в них обратное соотношение пород?

3. В 50-е – 60-е годы прошлого века широко обсуждалась проблема малых интрузий, но она так и не была решена. Откуда появляются диабазы, диорит-порфиры, лампрофиры, явно связанные с гранитоидными плутонами? Не поняты сложные («беспорядочные», по М.А. Фаворской) соотношения кислых и основных даек между собой и с оруденением. Не нашло объяснения внедрение диабазовых даек в самом конце становления грантоидных плутонов, когда температура упала ниже тройного минимума и уже завершилось рудообразование (даже эпитермальное). Откуда, как и почему в этих условиях появляются пострудные диабазовые дайки? В последующие десятилетия (до наших дней) интерес к дайкам угас, видимо, потому, что многие осознали неспособность решить эту проблему с современных научных позиций.

4. Геологический возраст является важнейшей характеристикой магматического комплекса и когда он обеспечен надежным фактическим материалом, дискуссий не возникает. С региональных позиций, оперируя всей совокупностью массивов, удастся установить и нижнюю (по одним телам) и верхнюю (по другим) временные границы комплекса, а при обычном сейчас узколокальном подходе геологический возраст часто оказывается неопределенным и тогда широко используется радиология. Хотя достоверность радиологического датирования остается ненадежной. В Западно-Сибирском петросовете в 2008 г. на специальном совещании были продемонстрированы многочисленные примеры расхождений в определении возраста геологическими и радиологическими методами. В качестве вывода предложено сосредоточить внимание на методической и методологической стороне изотопных исследований. Тем не менее, радиология «стала дурной модой» и ее данные зачастую используются огулом без критического осмысления [1]. Ведь это так просто: «не надо ходить в гору», искать геологические факты, отобрал пробы, отдал в лабораторию и по дискордантным цифрам можно геологию ставить с ног на голову. А главный постулат, что приоритетными были, есть и будут геологические доказательства, можно забыть или проигнорировать.

5. В последнее время в помощь петрологии проводится много разнообразных геохимических, экспериментальных исследований, однако мы так и не знаем, почему из сотни массивов рудоносного комплекса действительно рудоносны лишь единичные и можно ли их заранее диагностировать? Таких критериев нет. Казалось бы, кларки элементов должны играть в этом роль, но явной зависимости (корреляции) между кларком и рудообразованием не обнаружено. Напротив, имеются явные противоречия между ними. Так, к примеру, наиболее высокий кларк золота у габбро, а месторождения его связаны с гранитами, имеющими очень низкий кларк.

До сих пор продолжается дискуссия об источниках рудного вещества, растворов и энергии в рудообразовании, о способах движения их к поверхности. Не нашел решения вопрос почему оруденение ассоциирует (связано) с малыми телами, наиболее поздних кислых пород, уступающих по размерам объему метасоматически-измененных и оруденелых пород? Как объяснить такую высокую их флюидо- и рудонасыщенность?

6. Но главное противоречие – это необъяснимое несоответствие в понимании природы кислых вулканических и плутонических пород. Первые однозначно рассматриваются как внутрикамерные дифференциаты исходной базальтовой магмы. В отрыве от базальтов, автономно от них риодациты не встречаются [6]. Гранитоиды же опять-таки однозначно считаются палингенными коровыми выплавками и к габброидам могут иметь только косвенное побочное отношение как источнику дополнительной энергии. Ю.А. Кузнецов, увлеченный в свое время идеей магматического замещения, утверждал, что граниты и габбро имеют разную природу: первые коровые, вторые мантийные и образовывать единые генетические ассоциации не могут. А как в таком случае быть с габбро-гранитными сериями, формациями, несомненно и широко развитыми на континентах? Как быть с комагматичностью? Ведь базальт-риодацитовому вулканизму тогда нет плутонического комагмата? А как с идеей «вулкан над плутоном» или «плутон – под вулканом», надежно аргументированной в ряде случаев?

Палингенное образование мигматитов в докембрийских гранито-гнейсовых куполах сомнений не вызывает. Но это мелкие изолированные «капли», которые не могут соединяться в крупнообъемные тела в силу высокой вязкости, низкой температуры и узкого интервала кристаллизации. В. Н. Шарапов рассчитал, что в самых благоприятных (нереальных) условиях и допущениях коровый расплав может подняться на первые сотни метров, быстро схватывается и кристаллизуется [5]. К обширным гранитоидным плутонам на гипабиссальном уровне палингенез не причастен. Не менее важно подчеркнуть, что коровые ультраметаморфические выплавки из «сухого», бесплодного в отношении рудной минерализации субстрата не сопровождаются оруденением и не могут быть источником рудоносных гипабиссальных гранитоидов. Пришла пора пересмотреть гипотезу палингенного происхождения гранитов и привести их генезис в соответствие с природой кислых вулканических пород.

Новый свет на природу гранитоидов проливает изучение глубинного строения плутонов. С этой целью, благодаря разработанной в СНИИГиМС программы GEOLAB, мы составили несколько десятков модельных разрезов по многочисленным массивам Алтае-Саянской области, Енисейского края, Забайкалья и пришли к таким выводам:

- Чисто гранитных, автономных от меланократовых пород, плутонов не существует. В них всегда присутствуют диориты, габбро, пикриты, диабазы. Да и теоретически сложная по химическому составу магма в ходе еще более сложного механизма становления не может дать моно- или малопородные тела, а дает только полифазово-фациальные комплексы.

- Тела гранитов, гранодиоритов больших горизонтальных размеров при малой мощности ( $\leq 10$  км) находятся внутри преобладающих (80–90%) меланократовых пород, как желток внутри куриного белка и имеют с ними конформные фазово-фациальные отношения.

- Гранитоиды не имеют подводящих каналов и, стало быть не внедрялись. Они представляют собой самые поздние продукты дифференциации исходной базитовой магмы, равно как и кислые вулканические аналоги.



– Остаточная природа гранитов (тем более лейкогранитов, гранит-порфиров) обуславливает многократную концентрацию в них летучих и рудных компонентов, благодаря чему их очаги становятся источником рудно-магматических систем, источником флюидов, рудного вещества и энергии рудообразования.

– С этих позиции логично, обоснованно решаются все приведенные выше противоречия.

Таким образом, автономного гранитного магматизма, первичной палигенной гранитной магмы, наравне (как принято считать) с базальтовой, не существует. Гранитоидные плутоны представляют горизонтально расслоенные габбро-гранитные тела, сформированные в результате масштабной внутрикамерной магматической (фракционно-кристаллизационной, ликвационной, эманационно-гравитационной и др.) дифференциации исходной мантийной базальтовой магмы, и не отличаются происхождением от вулканических аналогов. Чисто гранитных комплексов быть не может. Как риодациты не бывают без базальтов, так и граниты не могут быть без габбро.

Уважаемые коллеги, вникните в петрологические противоречия и парадоксы, давайте все вместе логично-обоснованно их решать, критически переосмыслив полевые и экспериментальные материалы.

### Литература

1. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий мезозойской истории северо-востока Азии. – М.: Наука, 2007. – 358 с.
2. Хомичев В.Л. Проблема валидности магматических комплексов. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. – 80 с.
3. Хомичев В.Л. Плутоны-дайки-оруденение. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 243 с.
4. Хомичев В.Л., Ломаев В.Г. Сорское медно-молибденовое месторождение – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2013. – 264 с.
5. Шарапов В.Н. К динамике интродуирования магм // Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. – Новосибирск: Наука, 1986. – С. 103 – 122.
6. Эрлих Э.Н., Масуренков И.В. Четвертичный кислый вулканизм западной части тихоокеанского кольца // Кислый вулканизм. – Новосибирск: Наука, 1973. – С. 4–39.

## ФЛЮИДОГЕННЫЕ БРЕКЧИЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Шарпенюк Л.Н., Кухаренко Е.А., Костин А.Е.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург, Lyudmila\_sharpenok@vsegei.ru*

Типы эндогенных брекчиевых пород, а также их сингенетичная рудоносность или безрудность в значительной мере обусловлены их генезисом, предопределенным источником и фазовым составом брекчиеобразующего «текучего» вещества<sup>3</sup> – магмы (магматогенные брекчии), флюидизированной магмы (магматогенно-флюидогенные брекчии) и собственно флюида (флюидогенные брекчии). Флюидогенные, а точнее флюидо-эксплозивные брекчиевые породы (ФЭБ), образованы относительно кратковременными декомпрессионными эксплозиями флюидов – жидко-газовой среды, содержащей в подчиненном количестве силикатную фазу, не оказывающую значительного влияния на флюидоэксплозивные процессы.

ФЭБ – породы, состоящие из разноразмерных обломков пород и минеральных зерен различного генезиса (цокольных и перемещенных, в том числе глубинных), регенерированных и новообразованных минеральных зерен и их ассоциаций, а также небольшого количества протоматматических минералов и возможных фрагментов магматических расплавов, захваченных флюидом из порождающего его источника. Они погружены в связующую массу, состоящую из флюидогенного (при экстракционно-пневматолитовом минералообразовании) цемента, содержащего некоторое количество тонкообломочной фракции. ФЭБ, в отличие от других брекчий, не имеют непосредственной связи с магматическими породами, однако присутствие в них во многих случаях протоматматических минералов или реликтовых магматических включений позволяют в той или иной мере судить об источнике флюидов.

Важнейшую роль в брекчие- и рудообразовании играют определенные флюидогеохимические процессы. Эти процессы в целом сводятся к следующему: миграция, перенос флюидного вещества с одного уровня Земли на другой с последовательной сменой барических условий; достижение флюидом в приповерхностных условиях «критического» давления, способного преодолеть нагрузку вышележащих пород и прочность

<sup>3</sup> Тектоногенные брекчии также являются эндогенными, однако образуются они при воздействии на твердые породы рамы импульсов энергии тектонических процессов (без участия «текучего» вещества).

пород рамы и непременно приводящего к «вскипанию» и декомпрессионным эксплозиям флюида; обеспечение различных син- и постэксплозивных форм минералообразования, в том числе экстракционного; инъекция, импрегнация твердо-жидко-газового потока («смеси») в породы рамы с образованием брекчиевых пород. Важным условием реализации перечисленных процессов является существование в «барьерной» зоне экранирующих структур, которые способствуют накоплению значительных объемов флюидов и концентрации их энергетического потенциала для дальнейшего эксплозивного саморазвития системы.

Морфология тел инъективных ФЭБ, возникающих в результате проявления перечисленных процессов, весьма многообразна. Известны трубо-, конусо-, подково-, силло- и дайкообразная формы тел флюидоэксплозивных брекчий, сложно разветвляющиеся жилы, штокверкообразные и грибообразные тела. Подавляющее большинство тел измеряется в поперечнике десятками и сотнями метров до первых километров, на глубину они прослеживаются, как правило, до 200–300 метров, редко до 500–600 и более.

ФЭБ в соответствии с их генезисом исключительно неоднородны по текстурно-структурным и вещественным признакам и неравновесны по минеральному составу пород. В большинстве случаев они состоят из разноразмерных обломков различной формы, погруженных в связующую массу. Породам свойственна гетерокластическая брекчиевая текстура как массивная, так и псевдослоистая при такситовом их сложении – пятнистом, пятнисто-полосчатом или полосчатом; сортировка обломочного материала в большинстве случаев отсутствует. Важным и весьма характерным признаком ФЭБ является практически постоянное присутствие помимо угловатых округленных («леденцовых») и даже округлых (за счет галтовки) «обломков», близких по внешнему виду к галькам конгломератов.

По составу обломки, как правило, весьма разнообразны. Важным признаком ФЭБ является практически постоянное присутствие в них пород и минералов, не известных на уровне становления брекчий, и, вероятно, вынесенных флюидными потоками с различных глубин основания. Границы обломков с цементом могут быть как достаточно отчетливыми, так и корродированными, однако во многих случаях краевые части обломков являются зонами наиболее сильных их преобразований. Эти зоны часто несут следы растрескивания обломков пород или кристаллов с заполнением затухающих к внутренним частям кластов трещин мельчайшими газовыми или газовой-жидкими пузырьками или связующей массой. Иногда обломки не только по трещинкам, но и в целом могут быть замещены флюидогенной минеральной ассоциацией или перекристаллизованы. Во многих случаях в ФЭБ наблюдаются «теневые» обломки, то есть интенсивно дезинтегрированные, частично растащенные и как бы «растворенные». Весьма характерной петрографической особенностью ФЭБ является присутствие обломков с микровзрывной их фрагментацией и часто с центробежным расхождением осколков. Этот признак отражает процесс дробления обломков *in situ*, происходивший в связи с резким падением давления в результате эксплозий. Помимо специфической дезинтеграции обломков ряд исследователей отмечает в них признаки ударного их преобразования – проявление главным образом в кварце планарных элементов, ударного двойникования и др.

Рассматриваемым брекчиям свойственна, как уже отмечалось, неравновесность минеральных ассоциаций, обусловленная сонахождением несочетаемых с позиций закономерностей магматического минералообразования минеральных зерен, поскольку происхождение одних из них сопряжено с зарождением флюидного потока на мантийном или коровом уровнях, а других – с различными процессами флюидоэксплозивно-декомпрессионного минералообразования. С зарождением флюидного потока связано присутствие в брекчиях протоматматических (первично-магматических) минеральных зерен (в различных количествах, но в целом редких), а иногда также и фрагментов, обособлений магматического происхождения. Они, вероятно, являются «отторженцами» материнских магм различной глубинности и состава или мантийного вещества. «Отторженцы» обычно подвержены дроблению и деформациям.

Новообразованные минералы ФЭБ (в зависимости главным образом от состава источника флюидов) – это обычно кварц, полевошпат, биотит, мусковит, гидрослюда, каолинит, карбонаты, хлорит, гематит, серпентин и другие минералы, образующие как относительно крупные самостоятельные зерна, так и псевдоморфозы по протоматматическим минералам и обломкам. Более мелкие зерна тех же минералов входят также в состав цемента наряду с серицитовыми, кварц-сметитовыми, смешанослойными иллит-сметитовыми и другими агрегатами и практически постоянно присутствующими окислами и гидроокислами железа. Кроме того, в процессе эксплозий флюидных потоков происходит сброс (экстракция при декомпрессии) в формирующиеся брекчии кроме окислов железа самых разнообразных (в зависимости от состава флюида) рудных минералов, во многих случаях формирующих рудные залежи, в том числе крупнейшие.

Важнейшей диагностирующей составляющей ФЭБ является связующая масса породы, которая, как и брекчии в целом, неоднородна и по структуре, и по составу. Наиболее часто встречающаяся структура – туфовидная (тонкообломочная фракция + цемент), которую иногда называют «песчанистой», «туффизитовой», «пепловой», реже струйчатая, флюидальная, полосчато-линзовидная или игнимбритовидная, сферолоидная, шаровая или орбикулярная при высокой пористости и газонасыщенности пород и их составляющих.

Практически постоянным признаком ФЭБ является сочетание в пределах единых тел и даже в пределах одного шлифа различных структурно-вещественных их разновидностей (генераций), между которыми наряду

с постепенными, нечеткими, расплывчатыми переходами часто устанавливаются инъективные взаимоотношения, что свидетельствует о полиимпульсном их становлении.

Структурам, образованным флюидоэксплозивным брекчиям свойственна исключительная обогащенность рудными компонентами (золото, редкие металлы, редкоземельные элементы, медь, железо, уран, свинец, цинк, ртуть, никель, платина, алмазы и др.), вплоть до формирования крупных и гигантских комплексных месторождений. Столь широкое разнообразие рудных компонентов, установленных во флюидоэксплозивных брекчиях, обусловлено зарождением флюидов в пределах источников различного происхождения, состава и глубинности. В целом этот характерный признак флюидоэксплозивных брекчий – исключительно высокая, в т. ч. сингенетичная, минерализация и рудоносность – объясняется главным образом следующим.

- Высокой подвижностью и физико-химической агрессивностью флюидных потоков, что обогащает их компонентами различного происхождения.

- Полигенным происхождением рудной составляющей флюида, обеспечивающим комплексность оруденения.

- Преобладанием при их формировании экстракционного минералообразования, способствующего «выпадению» из флюида рудных минералов.

- Полифазным, полиимпульсным их формированием, когда каждая последующая эксплозия изменившегося по составу флюида обогащает структуру все новыми рудными компонентами и новыми их концентрациями.

- Закрытостью брекчиеобразующей системы, когда эксплозивные процессы проявляются полно и во всем разнообразии – полифазно и полиимпульсно с преобладанием, как уже отмечалось, экстракционного минералообразования, в том числе рудного.

Завершается формирование рудной минерализации флюидо-эксплозивных структур проявлением во многих случаях пневматолит-метасоматических и гидротермальных процессов.

Таким образом, флюидоэксплозивные процессы играют значительную роль в рудообразовании и формировании месторождений различных полезных ископаемых. Выявление флюидогенных брекчий является важной задачей при проведении геологосъемочных работ. Ее решение может способствовать переоценке потенциала уже известных месторождений, а также расширению возможностей прогноза, поисков и открытия новых месторождений.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абазова З.М. 308  
 Абрамов С.С. 281, 283, 317  
 Азимов П.Я. 7, 208, 377, 454, 500  
 Акимова Е.Ю. 454  
 Акинин В.В. 53  
 Алексеев В.И. 87  
 Алфимова Н.А. 379  
 Альбеков А.Ю. 47  
 Альмеев Р.Р. 561  
 Альперович Е.В. 117  
 Альшевский А.В. 284, 287  
 Андреичев В.Л. 54  
 Аносова М.О. 208, 210  
 Антипин В.С. 89, 190  
 Антонов А.В. 381  
 Аранович Л.Я. 429  
 Арестова Н.А. 517  
 Арзамасцев А.А. 384  
 Арискин А.А. 289, 465, 561  
 Артеменко Г.В. 91, 242  
 Арутюнян М.А. 359  
 Бабарина И.И. 498  
 Бабушкина М.С. 56, 59, 203  
 Бадмацыренова Р.А. 94  
 Базай А.В. 475, 478  
 Балтыбаев Ш.К. 188  
 Бармина Г.С. 289, 465, 561  
 Баскина В.А. 291  
 Баянова Т.Б. 211, 222, 475  
 Белашев Б.З. 411  
 Беленицкая Г.А. 96, 98  
 Белоусова Е.А. 45, 222, 392  
 Белькова Т.В. 205  
 Беляцкий Б.В. 199  
 Бережная Н.Г. 503  
 Березин А.В. 386  
 Березкин В.И. 101, 103  
 Бескин С.М. 12  
 Бибикова Е.В. 492  
 Боброва Е.М. 41  
 Богатиков О.А. 43, 545  
 Богина М.М. 388  
 Бойкова И.А. 525, 534  
 Борисовский С.Е. 349  
 Боровков Н.В. 59  
 Бородин Н.И. 126  
 Бородин Н.С. 35  
 Бороздина С.В. 390  
 Бубнов С.Н. 106, 107  
 Булгатов А.Н. 211  
 Бурмакина Г.Н. 109, 265  
 Бурмий Ж.П. 349  
 Бурцев И.Н. 551  
 Бушарина С.В. 353  
 Бушмин С.А. 381, 431, 454  
 Бычков А.Ю. 217  
 Вапник Е. 566  
 Варламов Д.А. 514  
 Васильев В.И. 114  
 Васильев Ю.Р. 111, 337  
 Васильева Е.В. 114  
 Вахрушева Н.В. 371  
 Ветрин В.Р. 392  
 Виноградова Е.А. 117  
 Вихко А.С. 413  
 Владимиров А.Г. 294, 326, 345  
 Войнова И.П. 119  
 Войтеховский Ю.Л. 320, 547  
 Володичев О.И. 394, 398, 444, 498, 503  
 Волчек Е.Н. 123, 173  
 Воронцов А.А. 121, 168  
 Вотяков С.Л. 38  
 Вревский А.Б. 400  
 Врублевский В.В. 126  
 Гагиева А.М. 155  
 Газеев В.М. 129  
 Гармаев Б.Л. 296  
 Гаськов И.В. 294  
 Герасимов В.Ю. 131  
 Гертнер И.Ф. 126  
 Глазунов О.М. 298  
 Глебовицкий В.А. 9, 446, 454, 549  
 Гоголев К.И. 134  
 Гоголев М.А. 403, 444  
 Голубев А.И. 405, 444  
 Голубева И.И. 551  
 Голубева Ю.Ю. 308, 554  
 Гольцман Ю.В. 106, 107  
 Гонгальский Б.И. 301  
 Гончаров А.Г. 56, 59, 203  
 Гора М.П. 111  
 Горбачев Н.С. 62, 519  
 Гордиенко И.В. 137, 211  
 Горьковец В.Я. 411, 444  
 Готтман И.А. 141, 143, 220, 222  
 Граханов С.А. 372  
 Григорьева А.В. 357  
 Гриффин В.Л. 45  
 Грознова Е.О. 281, 283  
 Грошев Н.Ю. 390  
 Гурбанов А.Г. 129  
 Гурьянов В.А. 145, 351  
 Гуштин А.И. 217  
 Данюшевский Л.В. 289  
 Дейнес Ю.Е. 512  
 Демина Л.И. 148, 217  
 Демонтерова Е.И. 267  
 Денисова Ю. В. 150  
 Дербек И.М. 153  
 Диденко А.Н. 145  
 Дмитриева А.В. 413, 441  
 Довжикова Е.Г. 54  
 Докучаев А.Я. 106, 107, 129, 545  
 Дриль С.И. 267, 271  
 Дубинина Е.О. 346, 349  
 Душин В. А. 64  
 Егорова С.В. 416, 509  
 Егорова Ю.С. 188, 417, 517  
 Ермолов П.В. 303  
 Жариков А.В. 451

- Жатнуев Н.С. 114  
 Жуланова И.Л. 155  
 Завадич Н.С. 334  
 Загорский В.Е. 339  
 Замятин Д.А. 143  
 Замятина М.Д. 35  
 Зингер Т.Ф. 379  
 Зинчук Н.Н. 157, 306  
 Злобин В.Л. 388  
 Иваников В.В. 405, 549  
 Иванов А.В. 267  
 Иванов Д.В. 441  
 Иванов О.К. 159  
 Иващенко В.И. 419, 422, 444  
 Инина И.С. 484  
 Исаков М.А. 148  
 Ишбаев Х.Д. 162  
 Каллистов Г.А. 166  
 Каменецкий В.С. 220  
 Канева Т.А. 66  
 Капитанова В. А. 253, 366  
 Капитонов И.Н. 372  
 Каргин А.В. 47, 308, 311, 346, 349, 545, 554  
 Карякин Ю.В. 68, 75  
 Киселева Г.Д. 317  
 Кислов Е.В. 289  
 Климова Е.В. 379  
 Кобл М.А. 54  
 Ковалев С.Г. 313  
 Ковалев С.С. 315  
 Коваленкер В.А. 317  
 Ковальчук Е.В. 311  
 Ковальчук О.Е. 355  
 Кожевников В.Н. 424  
 Козаков И.К. 7  
 Козловский В.М. 427  
 Колосков А.В. 271  
 Комарицына Т.Ю. 168  
 Кондрашов И.А. 47  
 Копылова А.Г. 170, 363  
 Корешкова М.Ю. 188, 381  
 Кориковский С.П. 429  
 Корнаков А.С. 431  
 Королев Н.М. 171, 203  
 Король Н.Е. 434, 503  
 Коротаева Н.Н. 539  
 Коротеев В.А. 173, 320  
 Корсаков А.К. 436  
 Косарев А.М. 294, 323  
 Костин А.Е. 572  
 Костицын Ю.А. 208  
 Костюк А.В. 519  
 Котельников А.Д. 126  
 Котенко Н.В. 175, 528  
 Котенко Т.А. 528  
 Котлер П.Д. 294, 326  
 Котляров А.В. 75, 248  
 Кравченко А.А. 101, 103  
 Крук Н.Н. 294  
 Крупеник В.А. 201  
 Крылова Т.Л. 317  
 Кузенко Т.И. 394, 398  
 Кузнецов Д.В. 222  
 Кузнецова Л.Г. 177  
 Кузьмин И.А. 328, 330  
 Кулешевич Л.В. 413, 438, 441, 472  
 Куликов В.С. 444, 557  
 Куликова В.В. 444, 557  
 Курганьков П.П. 330  
 Кургузова А.В. 566  
 Курчавов А.М. 107, 179, 248  
 Кухаренко Е.А. 557, 572  
 Кучеровский Г.А. 517  
 Кушманова Е. В. 181  
 Куц Л.В. 190  
 Лавров О.Б. 441  
 Ладыгин В.И. 539  
 Ланда Э.А. 557  
 Ларионов А.Н. 492, 5037, 509  
 Ларионова Ю.О. 47, 346, 492, 509  
 Латыпова Э.Х. 446  
 Лебедев В.А. 214, 332  
 Левин Б.С. 183, 559  
 Левицкий В.И. 334, 449  
 Левицкий И.В. 185, 334, 449  
 Лексин А.Б. 129  
 Лепехина Е.Н. 372  
 Литвиновский Б.А. 265  
 Лобанов К.В. 451  
 Лобач-Жученко С.Б. 188  
 Лохов Д.К. 457  
 Лохов К.И. 70, 188, 372, 381, 446, 454, 457  
 Лукьянова Л.И. 372  
 Мазуров М.П. 337  
 Макагон В.М. 339  
 Макаренко Н.А. 126  
 Макрыгина В.А. 190  
 Максимов О. А. 394, 459, 498  
 Максимова Ж.В. 193  
 Малашин М.В. 405  
 Малышев А.В. 289  
 Мальковец В.Г. 45  
 Мамарозиков У.Д. 341  
 Марин Ю.Б. 12  
 Марковский Б.А. 557  
 Мартынюк А.В. 242  
 Матреничев В.А. 379, 461  
 Межеловская С.В. 436  
 Межеловский А.Д. 436  
 Мельник А.Е. 386  
 Миллер Э.Л. 54  
 Миневрина Е.А. 311  
 Минц М.В. 14, 16  
 Миронов Ю.В. 194, 343  
 Михайлина А.А. 484  
 Михеев Е.И. 345  
 Мишин Л.Ф. 196  
 Мосейчук В.М. 256  
 Муравьева Н.С. 199  
 Мурашко М.Н. 566  
 Мусаев А.А. 225  
 Мыскова Т.А. 463  
 Навозов О.В. 326  
 Назаров М.А. 561  
 Наркисова В.В. 201  
 Некрасов Г.Е. 208

- Нерадовский Ю.Н. 390  
 Нечехин В.М. 123, 173  
 Никитина Л.П. 56, 59, 203  
 Николаев Г.С. 289, 465, 561  
 Носова А.А. 47, 201, 311, 346, 349
- О**  
 О'Рэйлли С. 45  
 Овакимян С.Э. 359  
 Овсянников А.И. 205  
 Оганесян А.Е. 359  
 Огородников В.Н. 320  
 Одгэрэл Д. 267  
 Окунев И.С. 468  
 Олейник И.Л. 472  
 Олейникова Т.И. 106, 107  
 Орлова А.В. 208, 210  
 Орсов Д.А. 94, 211  
 Осипова Т.А. 21, 166
- П**  
 Павлова Л.А. 334  
 Парфенов А.В. 214  
 Перепелов А.Б. 267, 271  
 Перетяжко И.С. 564  
 Перчук А.Л. 216  
 Песков А.Ю. 145  
 Петров Д.А. 566  
 Петровская Л.С. 475, 478  
 Петровский М.Н. 475, 478  
 Петухова Л.Л. 351  
 Пилипенко О.В. 539  
 Письменный А.Н. 131  
 Плотинская О.Ю. 283  
 Покровский М.П. 568  
 Полин А.К. 444  
 Полянский О.П. 31  
 Помазанский Б.С. 355  
 Пономарева Т.А. 72  
 Посохов В.Ф. 253  
 Прасолов Э.М. 454  
 Пресняков С.Л. 381  
 Прибавкин С.В. 220  
 Притчин М.Е. 353  
 Приходько В.С. 351  
 Промыслова М.Ю. 148, 217  
 Проскурнин В.Ф. 70  
 Пузанков М.Ю. 267, 271  
 Путинцева Е.В. 446, 481, 549  
 Пушкарев Е.В. 141, 143, 220, 222  
 Пыстин А. М. 18, 82  
 Пыстина Ю. И. 18
- Р**  
 Радомская Т.А. 298  
 Разумовский А.А. 208, 210  
 Ракин В.И. 355  
 Рассказов С.В. 224  
 Рафиков Я.М. 225, 227  
 Рахимов И.Р. 229, 294  
 Ревяко Н.М. 208  
 Ремизов Д.Н. 232  
 Рожкова Н.Н. 484  
 Розен О.М. 20  
 Ронкин Ю.Л. 54, 353  
 Рыбникова З.П. 486  
 Рыборак М.В. 41  
 Рычагов С.Н. 531, 534  
 Рябова Е.А. 196, 235
- Р**  
 Рязанцев А.В. 220, 222
- С**  
 Савва Е.В. 431  
 Савельев Д.Е. 239  
 Савина Е.А. 564  
 Садовничий Р.В. 484, 489  
 Сазонова Л.В. 311, 346, 349  
 Салихов Д.Н. 21, 294  
 Сальникова Е.Б. 509  
 Самборская И.А. 91, 242  
 Самсонов А.В. 492, 509, 539  
 Сандимирова Е.И. 534  
 Санько Л.А. 244  
 Сафонов Ю.Г. 24  
 Светлицкая Т. В. 246  
 Светов С.А. 26, 444, 486  
 Светова Е.Н. 493  
 Свириденко Л.П. 496  
 Седова И.С. 9  
 Сенин В.Г. 199  
 Серавкин И.Б. 294, 323  
 Сергеев С.А. 372  
 Сибелев О.С. 498, 503  
 Симонов В.А. 75, 248  
 Сироткин А.Н. 59, 77, 80  
 Скублов С.Г. 379, 386, 446, 461  
 Слабунов А.И. 276, 394, 444, 498, 500, 503  
 Служеникин С.Ф. 357  
 Смирнов В.Н. 29  
 Смирнова М.Д. 346  
 Смолькин В.Ф. 33, 343, 457, 506, 557  
 Смольянинова В.Н. 545  
 Снежко В.А. 251  
 Соболева А.А. 54, 253  
 Солодилова В.В. 334  
 Сорока Е.И. 353  
 Спиридонов Э.М. 539  
 Степанов А.Е. 244  
 Степанов В.С. 509  
 Степанова А.В. 492, 509  
 Степанюк Л.М. 188  
 Стеценко М.Е. 91  
 Ступаков С.И. 248  
 Сукач В.В. 188  
 Султанов Д.М. 519  
 Сури Т.Н. 256  
 Суханов М.К. 546  
 Сухоруков В.П. 31, 259  
 Суюндикова Г.М. 341
- Т**  
 Таян Р.Н. 359  
 Титов А.Т. 337  
 Ткачев А.В. 33  
 Толмачева Е.В. 179  
 Томилина Е.М. 361  
 Томшин М.Д. 170, 363  
 Травин А.В. 267, 363  
 Травин В.В. 510  
 Третьякова Н.И. 155, 258  
 Третьяченко В.В. 311, 349  
 Туркина О.М. 259  
 Удоратина О. В. 253, 366  
 Уляшева Н.С. 82  
 Утробин Д.В. 101
- Ф**  
 Федотова А.А. 208, 210

Ферштатер Г.Б. 35, 260

Филиппов М.М. 516

Филиппов Н.Б. 405

Флеров Г.Б. 271

Фролов П.В. 422

Хаин Е.В. 208, 210

Ханчук А.И. 294

Хвостиков В.А. 349

Хиллер В.В. 31

Ходоревская Л.И. 514

Холоднов В.В. 21, 260, 263

Хомичев В.Л. 570

Хромых С.В. 294, 326

Хубанов В.Б. 326, 345

Царев В.В. 217

Цыганков А.А. 109, 265, 345

Цыпукова С.С. 267

Чашухин И.С. 38

Чевычелов В.Ю. 369

Чекулаев В.П. 517

Чернышов Н.М. 41

Чистяков А.В. 388

Чичеров М.В. 451

Чувашова И.С. 224

Чупин В. П. 392

Шагалов Е.С. 263

Шаповалов Ю.Б. 517

Шарков Е.В. 43, 388, 557

Шарпенюк Л.Н. 557, 572

Шацкий В.С. 45

Шептякова Н.В. 89

Шипилов Э.В. 68

Ширяев П.Б. 371

Шихова А.В. 337

Шукуров А.Х. 162

Шумлянский Л.В. 47

Шупилко Е.В. 372

Шур М.Ю. 216

Щербakov Ю.Д. 267, 271

Щипанский А.А. 377

Щипцов В.В. 320

Энна Н.Л. 131

Юрченко А.В. 188

Юсупов Р.Г. 227

Юткина Е.В. 47

Языкова Ю.И. 317

Япаскурт В.О. 216

Ярмолук В.В. 273

Ashima Saikia 275

Gerdes A. 353

Joyeeta Bhattacharjee 275

Kumar B.J. 275

Talat Ahmad 275

Vinod K. Singh 276

## СОДЕРЖАНИЕ

### ***I. ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ***

<b>Азимов П. Я., Козаков И. К.</b> Экстремальные (УНТ-LP) условия метаморфизма в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского микроконтинента Центрально-Азиатского складчатого пояса . . . . .	7
<b>Глебовицкий В. А., Седова И. С.</b> Серии чарнокитизации западной части Алданского гранулитового ареала, их изотопная периодизация, геохимия редких элементов . . . . .	9
<b>Марин Ю. Б., Бескин С. М.</b> Эволюция редкометалльно-гранитового рудогенеза в истории Земли . . . . .	12
<b>Минц М. В.</b> Геодинамические обстановки магматизма и метаморфизма в истории зарождения и эволюции Восточно-Европейского кратона . . . . .	14
<b>Минц М. В.</b> Гранулито-гнейсовые комплексы и пояса в докембрийской истории Земли . . . . .	16
<b>Пыстин А. М., Пыстина Ю. И.</b> Метаморфизм в архейско-палеопротерозойской истории формирования Уральского сегмента земной коры . . . . .	18
<b>Розен О. М.</b> Первичная кора Земли, 4.28 млрд лет назад, была существенно железистой и состояла из куммингтонита . . . . .	20
<b>Салихов Д. Н., Холоднов В. В., Осипова Т. А.</b> Этапы магматизма в эволюции аккреционно-коллизийного пояса Южного Урала (Магнитогорская и Восточно-Уральская мегазоны) . . . . .	21
<b>Сафонов Ю. Г.</b> Пространственно-генетические соотношения проявлений дайкового магматизма и золоторудной минерализации в докембрии и фанерозое . . . . .	24
<b>Светов С. А.</b> Мезоархейские коматиит-базальтовые комплексы: литогеохимические типы и их роль в архитектуре ранней континентальной коры . . . . .	26
<b>Смирнов В. Н.</b> Петрогенезис габбро-диорит-тоналитовых комплексов Урала (по результатам изотопных исследований) . . . . .	29
<b>Сухоруков В. П., Полянский О. П., Хиллер В. В.</b> Оценка возраста метаморфизма на основании Th-U-Pb датирования включений монацита в зональных гранатах (Цэлский террейн, ЮЗ Монголия) . . . . .	31
<b>Ткачев А. В., Смолькин В. Ф.</b> Эволюция Cu-Ni-PGE сульфидообразования в истории Земли . . . . .	33
<b>Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Замятина М. Д.</b> Многоэтапная мигматизация при формировании палеозойских гранитоидов Среднего Урала (на примере Адуйского гранитного ареала) . . . . .	35
<b>Чашухин И. С., Вотяков С. Л.</b> Природа плагиоклазовых лерцолитов складчатых областей: автометаморфизм или метасоматоз? . . . . .	38
<b>Чернышов Н. М., Рыборак М. В., Боброва Е. М.</b> Вещественный состав и условия образования позднеархейских зеленокаменных поясов Курского блока Сарматии . . . . .	41
<b>Шарков Е. В., Богатиков О. А.</b> Магматические системы крупных континентальных изверженных провинций неогей и их «корни» . . . . .	43
<b>Щацкий В. С., Мальковец В. Г., Белоусова Е. А., Гриффин В. Л., О'Рэйлли С.</b> Эволюция земной коры Якутской алмазоносной провинции (по данным определения U-Pb возраста и изотопов Hf в цирконах из ксенолитов кимберлитовых трубок) . . . . .	45
<b>Юткина Е. В., Носова А. А., Ларионова Ю. О., Шумлянский Л. В., Альбеков А. Ю., Каргин А. В., Кондрашов И. А.</b> Позднепалеозойский магматизм южной окраины Восточно-Европейской платформы: петрогенетическая зональность и эволюция мантийных источников . . . . .	47

### ***II. ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА РОССИИ***

<b>Акинин В. В.</b> Эволюция магматизма и формирование континентальной коры восточной Арктики . . . . .	53
<b>Андреичев В. Л., Соболева А. А., Довжикова Е. Г., Ронкин Ю. Л., Миллер Э. Л., Кобл М. А.</b> Два типа гранитоидов в Большеземельской зоне фундамента Печорской плиты . . . . .	54
<b>Бабушкина М. С., Никитина Л. П., Гончаров А. Г.</b> Вода в континентальной литосферной мантии Северо-Западного Шпицбергена: FTIR-исследование породообразующих минералов из перидотитов и пироксенитов . . . . .	56



<b>Гончаров А. Г., Никитина Л. П., Бабушкина М. С., Боровков Н. В., Сироткин А. Н.</b> Петрология мантийных ксенолитов из базальтов архипелага Шпицберген: возраст и условия образования . . . . .	59
<b>Горбачев Н. С.</b> Траппы и рудоносные интрузии Норильского района: источники и условия формирования (геология, геохимия, эксперимент) . . . . .	62
<b>Душин В. А.</b> Мезозойско-кайнозойский магматизм и минералогия субарктической части Урала . . . . .	64
<b>Канева Т. А.</b> Петрология субвулканической фации морозовской свиты (RF <sub>3</sub> MR) северо-западного Пай-Хоя . . . . .	66
<b>Карякин Ю. В., Шпилов Э. В.</b> Траппы Сибири и ЗФИ: сравнительная характеристика . . . . .	68
<b>Лохов К. И., Проскурнин В. Ф.</b> Эволюция континентальной коры Арктического региона в районах подводных хр. Ломоносова и поднятия Менделеева по данным изотопных U-Pb и Lu-Hf систем в цирконах из глубоководных илов . . . . .	70
<b>Понамарева Т. М.</b> Петрофизическая характеристика пород земной коры Полярного Урал . . . . .	72
<b>Симонов В. А., Карякин Ю. В., Котляров А. В.</b> Петрогенезис базальтовых комплексов архипелага Земля Франца-Иосифа (данные по расплавленным включениям) . . . . .	75
<b>Сироткин А. Н.</b> Щелочные лампрофиры Северо-Западного Шпицбергена . . . . .	77
<b>Сироткин А. Н.</b> Гранулиты Северо-Западного Шпицбергена: геологическая позиция и петрологическая характеристика . . . . .	80
<b>Уляшева Н. С., Пыстин А. М.</b> Мафит-ультрамафитовая ассоциация хребта Марункеу (Полярный Урал) . . . . .	82

### **III. МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА: ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК**

<b>Алексеев В. И.</b> Редкометалльно-гранитовый магматизм Дальнего Востока как индикатор глубинных очаговых структур трансформной континентальной окраины . . . . .	87
<b>Антипин В. С., Шептякова Н. В.</b> Коллизионные и внутриплитные гранитоиды Прибайкалья: сравнительная геохимия и потенциальная рудоносность . . . . .	89
<b>Артеменко Г. В., Самборская И. А., Стеценко М. Е.</b> Геохимические особенности и возраст метабазитов Западноприазовского блока (Украинский щит) . . . . .	91
<b>Бадмацыренова Р. А., Орсов Д. А.</b> Петрология Шильдырхейского перидотит-габбрового комплекса (численное моделирование, геодинамические следствия) . . . . .	94
<b>Беленицкая Г. А.</b> Об участии природных солей в щелочном магматизме. Тектоно-седиментационные предпосылки . . . . .	96
<b>Беленицкая Г. А.</b> Вероятностные литолого-петрологические модели щелочного магматизма с участием солей . . . . .	98
<b>Березкин В. И., Кравченко А. А., Утробин Д. В.</b> Геохимия тоналито-, трондьемито- и гранодиоритогнейсов Тыркандинской зоны тектонического меланжа Алдано-Станового щита . . . . .	101
<b>Березкин В. И., Кравченко А. А.</b> Геохимия чарнокитов северо-восточной части Алдано-Станового щита . . . . .	103
<b>Бубнов С. Н., Докучаев А. Я., Гольцман Ю. В., Олейникова Т. И.</b> Основные вулканы южной части Джавахетской неовулканической области Малого Кавказа (Лорийское плато, Дебедская долинная лавовая река): геохимические особенности и источники расплавов . . . . .	106
<b>Бубнов С. Н., Докучаев А. Я., Курчавов А. М., Гольцман Ю. В., Олейникова Т. И.</b> Sr-Nd изотопная систематика неоген-четвертичных игнимбритов Большого Кавказа . . . . .	107
<b>Бурмакина Г. Н., Цыганков А. А.</b> Генезис меланократовых включений в Улекчинском кварцево-сyenитовом массиве (Юго-Западное Забайкалье) . . . . .	109
<b>Васильев Ю. Р., Гора М. П.</b> Особенности составов пород меймечит-пикритовых ассоциаций Полярной Сибири, Приморья и Камчатки как результат генерации и эволюции исходных расплавов в различных геодинамических обстановках . . . . .	111
<b>Васильев В. И., Жатнуев Н. С., Васильева Е. В.</b> Численная модель подъема мантийного флюида в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) . . . . .	114
<b>Виноградова Е. А., Альперович Е. В.</b> Интрузивные комплексы плейт- и плюм-тектонических обстановок, проявленные в фанерозое в пределах территории Казахстана, и их металлогеническая роль . . . . .	117

<b>Войнова И. П.</b> Петрогеохимия вулканитов мезозойских аккреционных комплексов юга Дальнего Востока – индикатор геотектонических обстановок Р-К-вулканизма региона Палеопацифики . . . . .	119
<b>Воронцов А. А.</b> Батеневская базальт-андезит-трахит-риолитовая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и магматические источники . . . . .	121
<b>Волчек Е. Н., Нечеухин В. М.</b> Вулканогенные и вулканогенно-интрузивные комплексы в геодинамических системах Урало-Тиманского сегмента Евразии . . . . .	123
<b>Врублевский В. В., Котельников А. Д., Макаренко Н. А., Бородин Н. И., Гертнер И. Ф.</b> Геодинамическая природа и магматические источники Когтахского габбро-монцодиоритового плутона позднего кембрия, Кузнецкий Алатау . . . . .	126
<b>Газеев В. М., Гурбанов А. Г., Лексин А. Б., Докучаев А. Я.</b> Адакиты Терско-Каспийского Передового прогиба (Северный Кавказ) . . . . .	129
<b>Герасимов В. Ю., Письменный А. Н., Энна Н. Л.</b> Новые данные о проявлении триасового магматизма в Бечасынской зоне Большого Кавказа и оценка возраста регионального метаморфизма . . . . .	131
<b>Гоголев К. И.</b> Геохимические характеристики вулканитов среднего и кислого состава железисто-кремнисто-лептитовой формации УЩ . . . . .	134
<b>Гордиенко И. В.</b> Петролого-геохимические особенности субдукционного магматизма на активных окраинах Палеоазиатского океана (Центрально-Азиатский складчатый пояс): сравнительная характеристика с магматизмом современных островодужных систем . . . . .	137
<b>Готтман И. А., Пушкарев Е. В.</b> Горнблендиты – поздние флюидонасыщенные дериваты клинопироксенитов в комплексах Урало-Аляскинского типа . . . . .	141
<b>Готтман И. А., Пушкарев Е. В., Замятин Д. А.</b> Состав включений в цирконе как индикатор происхождения высокобарических гранатитов Миндякского массива (Южный Урал) . . . . .	143
<b>Гурьянов В. А., Диденко А. Н., Песков А. Ю.</b> Палеопротерозойский магматизм юго-восточного обрамления Сибирской платформы: геохронология и геохимия . . . . .	145
<b>Демина Л. И., Исаков М. А., Промыслова М. Ю.</b> Геодинамические условия метаморфизма высокоглиноземистых пород Олоkitской зоны Северного Прибайкалья . . . . .	148
<b>Денисова Ю. В.</b> Условия формирования гранитов приполярного Урала на основе акцессорного циркона	150
<b>Дербек И. М.</b> Мезозойский адакитовый вулканоплутонический комплекс Верхнего Приамурья (Россия)	153
<b>Жуланова И. Л., Гагиева А. М., Третьякова Н. И.</b> Гранитоиды докембрия и фанерозоя как индикаторы эволюции геодинамического режима в зоне перехода от Оломонского палеомикроконтинента к Корякскому палеоокеану (Северо-Восток Азии) . . . . .	155
<b>Зинчук Н. Н.</b> Вопросы корообразования и мантийного магматизма . . . . .	157
<b>Иванов О. К.</b> Аутигенные расслоенные интрузии как результат докристаллизационной дифференциации расплава . . . . .	159
<b>Ишбаев Х. Д., Шукуров А. Х.</b> Молодой магматизм и состав литосферы Тянь-Шаня . . . . .	162
<b>Каллистов Г. А., Осипова Т. А.</b> Дайки базитового состава в позднедевонско-раннекаменноугольных гранитоидах Челябинского батолита (Южный Урал) . . . . .	166
<b>Комарицына Т. Ю., Воронцов А. А.</b> Эволюция рифтогенного магматизма Удинского сектора, Западное Забайкалье . . . . .	168
<b>Копылова А. Г., Томшин М. Д.</b> Фанерозойские базиты восточной части Сибирской платформы . . . . .	170
<b>Королев Н. М.</b> Гипотезы и критерии генезиса верхнемантийных эклогитов . . . . .	171
<b>Коротеев В. А., Волчек Е. Н., Нечеухин В. М.</b> Вулканизм в геодинамическом цикле формирования эпиконтинентальных орогенных поясов . . . . .	173
<b>Костенко Н. В.</b> Сопоставление продуктов основного вулканизма различных структурных зон Альпийского складчатого пояса Восточной Европы . . . . .	175
<b>Кузнецова Л. Г.</b> Петрохимические особенности разнотипных раннепалеозойских гранитов Южного Сангилена и ассоциированных с ними редкометальных пегматитов как отражение сложного сочетания палеогеодинамических режимов . . . . .	177

<b>Курчавов А. М., Толмачева Е. В.</b> Текстурно – вещественные признаки особенностей зарождения и транспортировки расплавов к поверхности земли (на примере гранитоидов Кавказских Минеральных Вод) .....	179
<b>Кушманова Е. В.</b> Геодинамические обстановки высокobarического неркаюского комплекса (Приполярный Урал) .....	181
<b>Левин Б. С.</b> Изменчивость минеральных парагенезов по разрезу Ауланджинского выступа (фундамент Омолонского массива) .....	183
<b>Левицкий И. В.</b> Метавулканические высококальциевые известково-щелочные серии в Присаянском краевом выступе фундамента Сибирского кратона .....	185
<b>Лобач-Жученко С. Б., Егорова Ю. С., Корешкова М. Ю., Балтыбаев Ш. К., Степанюк Л. М., Сукач В. В., Лохов К. И., Юрченко А. В.</b> Мафиты и ультрамафиты палеоархейского Побужского гранулитового комплекса Украинского щита .....	188
<b>Макрыгина В. А., Куш Л. В., Антипин В. С.</b> Петрогеохимические доказательства взаимосвязи формирования разных типов гранитоидов, основных и щелочных пород при геодинамическом развитии Олхонского региона .....	190
<b>Макимова Ж. В.</b> Высокоглиноземистые гранитоиды хунгарийского комплекса Центрального Сихотэ-Алиня .....	193
<b>Миронов Ю. В.</b> Изотопная гетерогенность внутриплитных структур Тихого океана .....	194
<b>Мишин Л. Ф., Рябова Е. А.</b> Окраинно-континентальные магматические пояса Востока России (геохимическая и металлогеническая зональности) .....	196
<b>Муравьева Н. С., Беляцкий Б. В., Сенин В. Г.</b> Sr-Nd-Pb изотопная систематика и неравновесность клинопироксенов в ультракальциевых магмах Восточно-Африканского рифта, как индикатор мантийной гетерогенности и смешения магм .....	199
<b>Наркисова В. В., Крупеник В. А., Носова А. А.</b> Магматические комплексы Восточно-Уральской зоны Полярного Урала: (по результатам бурения Янгйоганской параметрической скважины) .....	201
<b>Никитина Л. П., Бабушкина М. С., Королев Н. М., Гончаров А. Г.</b> Высокозарядные элементы в континентальной литосферной мантии: условия и механизмы фракционирования (данные мантийных ксенолитов) .....	203
<b>Овсянников А. И., Белькова Т. В.</b> Сравнительная петрографическая характеристика породных ассоциаций Елань-Коленовского и Вязовского массивов (Хоперский мегаблок ВКМ) .....	205
<b>Орлова А.В., Аносова М.О., Азимов П.Я., Разумовский А.А., Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Федотова А.А., Хаин Е.В., Некрасов Г.Е.</b> Неопротерозойские двупироксеновые гнейсы и чарнокитоиды Северного Прибайкалья: новые данные о происхождении и возрасте .....	208
<b>Орлова А. В., Аносова М. О., Хаин Е. В., Разумовский А. А., Федотова А. А.</b> Гранитоиды с геохимическими характеристиками адакитов и высокониобиевые базиты – показатели условий развития Байкало-Муйского пояса в позднем неопротерозое .....	210
<b>Орсоев Д. А., Булгатов А. Н., Гордиенко И. В., Баянова Т. Б.</b> Состав и возраст metabазальтов Оло-китского позднерифейского рифта (Байкало-Муйская складчатая область) .....	211
<b>Парфенов А. В., Лебедев В. А.</b> Петролого-геохимические особенности и возраст лав Казбекского не-овулканического центра (Большой Кавказ) .....	214
<b>Перчук А. Л., Япаскurt В. О., Шур М. Ю.</b> Мантийный метасоматоз в зонах субдукции по данным экспериментального моделирования .....	216
<b>Промыслова М. Ю., Демина Л. И., Бычков А. Ю., Гущин А. И., Царев В. В.</b> Петрография горных пород офиолитовой ассоциации Юго-Западного Крыма .....	217
<b>Пушкарев Е. В., Каменецкий В. С., Готтман И. А., Рязанцев А. В., Прибавкин С.В.</b> Анкарамиты Урала – примитивные высокоизвестковистые островодужные магмы (состав и геологические приложения) .....	220
<b>Пушкарев Е. В., Рязанцев А. В., Готтман И. А., Белоусова Е. А., Баянова Т. Б., Кузнецов Д. В.</b> Высокобарические гранатовые ультрамафиты и базиты Главного уральского разлома: типизация, возраст, генезис .....	222

<b>Рассказов С. В., Чувашова И. С.</b> Источники вулканизма последних 90 млн лет в Центральной Монголии как ключевой территории для понимания новейшей геодинамики Азии . . . . .	224
<b>Рафиков Я. М., Мусаев А. А.</b> Корситы Булакбашинского габброидного интрузивного массива (Чаткало-Кураминской активной окраины) . . . . .	225
<b>Рафиков Я. М., Юсупов Р. Г.</b> Рудоносность раннекарбонowego габбро-перидотит-анортозитового комплекса Чаткало-Кураминской континентальной окраины . . . . .	227
<b>Рахимов И. Р.</b> Различия механизмов формирования лополита и лакколита на примере интрузивных комплексов Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала . . . . .	229
<b>Ремизов Д. Н.</b> Доордовикский магматизм и геодинамика севера Урала . . . . .	232
<b>Рябова Е. А.</b> Геохимические особенности и условия образования гранитоидов Прибрежного комплекса (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс) . . . . .	235
<b>Савельев Д. Е.</b> Роль реоморфических процессов в образовании дунитов офиолитовой ассоциации . . . . .	239
<b>Самборская И. А., Артеменко Г. В., Мартынюк А. В.</b> Геохимические особенности основных и ультраосновных вулканитов Кривбасса и геодинамический режим их формирования . . . . .	242
<b>Санько Л. А., Степанов А. Е.</b> Новые данные по петрографии, металлогении и геодинамической позиции вулканогенных комплексов Чадарского рудного района (Средний Урал) . . . . .	244
<b>Светлицкая Т. В.</b> Геохимия и петрогенезис пермо-триасовых вулканитов Кузнецкого бассейна (Южная Сибирь, Россия) . . . . .	246
<b>Симонов В. А., Курчавов А. М., Ступаков С. И., Котляров А. В.</b> Палеогеодинамические условия пермско-мезозойского базальтового магматизма Центрального и Северного Казахстана (петрологические, изотопно-геохимические и минералогические данные) . . . . .	248
<b>Снежко В. А.</b> Латеральная изменчивость ранне-среднеюрских вулканитов основного состава северного склона Большого Кавказа . . . . .	251
<b>Соболева А. А., Удоратина О. В., Посохов В. Ф., Капитанова В. А.</b> Изотопный состав кислорода в цирконах из гранитоидов севера Урала . . . . .	253
<b>Сурин Т. Н., Мосейчук В. М.</b> Позднефранский магматизм Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал) . . . . .	256
<b>Третьякова Н. И.</b> Петрографические индикаторы зон сдвига в дорифейском кристаллическом фундаменте Омолонского массива . . . . .	258
<b>Туркина О. М., Сухоруков В. П.</b> Происхождение S-гранитов: ограничения на основании состава парагнейсов, диатекситов и гранатсодержащих гранитов . . . . .	259
<b>Ферштатер Г. Б., Холоднов В. В.</b> Магматизм, сопровождающий раскрытие и закрытие Уральского палеоокеана и формирование орогена: эволюция магматизма в цикле Вильсона . . . . .	260
<b>Холоднов В. В., Шагалов Е. С.</b> Магматизм и рудоносность Урала в обстановках субдукции, аккреции и скольжения литосферных плит . . . . .	263
<b>Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Бурмакина Г.Н.</b> Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье . . . . .	265
<b>Цыпукова С. С., Перепелов А. Б., Демонтерова Е. И., Иванов А. В., Травин А. В., Дриль С. И., Щербаков Ю. Д., Одгэрэл Д., Пузанков М. Ю.</b> Позднепалеоген-неогеновый щелочно-базальтовый вулканизм Дархатской впадины (Северная Монголия) – этапы развития и связь с процессами плюм-литосферного взаимодействия . . . . .	267
<b>Щербаков Ю. Д., Перепелов А. Б., Дриль С. И., Пузанков М. Ю., Флеров Г. Б., Колосков А. В.</b> Источники расплавов щелочно-базальт-трахит-командитовой серии Срединного хребта Камчатки по изотопным данным . . . . .	271
<b>Ярмолюк В. В.</b> Зональные магматические ареалы Центральной Азии: особенности строения и обстановки формирования . . . . .	273
<b>Kumar Batuk Joshi, Ashima Saikia, Joyeeta Bhattacharjee and Talat Ahmad.</b> Neo-Archean Bundelkhand Granitoids (Central India): Petrography, Mineral Chemistry and Geochemistry . . . . .	275
<b>Vinod K. Singh, Alexander Slabunov.</b> Felsic volcanics of the Central Bundelkhand Greenstone complex, the Bundelkhand Craton: petrology, geochronology and geodynamic setting . . . . .	276

#### **IV. МАГМАТИЗМ И МАГМАТОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ:**

##### **МАГМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРУПНЫХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

<b>Абрамов С. С., Грознова Е. О.</b> Зональность метасоматически измененных пород в Сьюльбанской золоторудной зоне (месторождение Урях, Иркутская обл.) . . . . .	281
<b>Абрамов С. С., Плотинская О. Ю., Грознова Е. О.</b> Гидротермальные изменения на Cu-Mo-порфировых месторождениях Урала: стадийность и условия образования . . . . .	283
<b>Альшевский А. В.</b> Находки включений сульфидных и оксиднорудных расплавов в акцессорном цирконе из гранитов: минералогия и петрогенетические следствия . . . . .	284
<b>Альшевский А. В.</b> Акцессорная благороднометалльная минерализация из гранитоидных пород рудно-магматических узлов уникального Центрально-Колымского золотоносного региона (ЦКР, Северо-Восток России) . . . . .	287
<b>Арискин А. А., Николаев Г. С., Данюшевский Л. В., Кислов Е. В., Малышев А. В., Бармина Г. С.</b> Новый тип малосульфидной ЭПГ-минерализации в примитивных троктолитах Йоко-Довыренского расчлененного массива . . . . .	289
<b>Баскина В. А.</b> Щелочные лампрофиры Дальнегорского месторождения . . . . .	291
<b>Владимиров А. Г., Косарев А. М., Ханчук А. И., Салихов Д. Н., Крук Н. Н., Гаськов И. В., Хромых С. В., Серавкин И. Б., Котлер П. Д., Рахимов И. Р.</b> Эволюция средне-позднепалеозойского магматизма и оруденения Южного Урала и Алтая как отражение субдукционных, трансформных и коллизионных обстановок при становлении Евразийского континента . . . . .	294
<b>Гармаев Б. Л.</b> Золотое оруденение в магматических комплексах юго-восточной части Восточного Саяна . . . . .	296
<b>Глазунов О. М., Радомская Т. А.</b> Гипербазит-базитовые формации и проблема мантийных источников . . . . .	298
<b>Гонгальский Б. И.</b> Палеопротерозойский магматизм и рудоносность Удокан-Чинейского района (Северное Забайкалье) . . . . .	301
<b>Ермолов П. В.</b> Геодинамика и рудно-магматические системы Кокшетауского срединного массива. Северный Казахстан . . . . .	303
<b>Зинчук Н. Н.</b> О геологическом строении и петрографии кимберлитовых трубок (на примере сибирской платформы) . . . . .	306
<b>Каргин А. В., Голубева Ю. Ю., Абазова З. М.</b> Геохимические особенности состава кимберлитов: оценка метасоматических агентов в их источнике и связь с алмазонасностью (на примере кимберлитов Архангельской и Якутской провинций) . . . . .	308
<b>Каргин А. В., Сазонова Л. В., Носова А. А., Третьяченко В. В., Ковальчук Е. В., Миневрина Е. А.</b> Гранат и клинопироксен из ксенолитов перидотитов трубки им. В. Гриба Зимнебережного алмазонасного района Архангельской провинции как индикаторы мантийных метасоматических процессов . . . . .	311
<b>Ковалев С. Г.</b> Благороднометалльная геохимическая специализация магматических комплексов Южного Урала . . . . .	313
<b>Ковалев С. С.</b> Магматогенные факторы сульфидного рудообразования в черносланцевых толщах западного склона Южного Урала . . . . .	315
<b>Коваленкер В. А., Абрамов С. С., Языкова Ю. И., Киселева Г. Д., Крылова Т. Л.</b> Крупное Быстринское Cu-Au-Fe-скарново-порфировое месторождение (Восточное Забайкалье) – пример рудообразующей системы, ассоциированной с адакитовым внутриплитным магматизмом . . . . .	317
<b>Коротеев В. А., Огородников В. Н., Щипцов В. В., Войтеховский Ю. Л.</b> Морфогенетические типы кианита в докембрийских метаморфических комплексах . . . . .	320
<b>Косарев А. М., Серавкин И. Б.</b> Типы колчедановых палеовулканических комплексов Южного Урала . . . . .	323
<b>Котлер П. Д., Хромых С. В., Владимиров А. Г., Навозов О. В., Хубанов В. Б.</b> Геология и U-Pb изотопное датирование (LA-SF-ICP-MS) Калба-Нарымского гранитного батолита (Восточный Казахстан) . . . . .	326
<b>Кузьмин И. А.</b> Флюидизатный генезис хромитовых руд Агардагского гипербазитового массива . . . . .	328
<b>Курганьков П. П., Кузьмин И. А.</b> Еще раз о Попигаиской структуре . . . . .	330
<b>Лебедев В. А.</b> Девдоракское медное месторождение (Казбекский неовулканический центр, Большой Кавказ): генетические связи рудной минерализации с новейшим магматизмом . . . . .	332

<b>Левицкий В. И., Солодилова В. В., Завадич Н. С., Павлова Л. А., Левицкий И. В.</b> Генетическая природа минерализации с самородными и интерметаллическими соединениями (бобруйская кольцевая структура, Республика Беларусь) . . . . .	334
<b>Мазуров М. П., Васильев Ю. Р., Титов А. Т., Шихова А. В.</b> Эволюция рудно-магматических и метасоматических процессов в крупных железорудных месторождениях трапповой формации Сибирской платформы . . . . .	337
<b>Макагон В. М., Загорский В. Е.</b> Роль гранитоидного магматизма и глубинных разломов в формировании крупных месторождений редких металлов Восточно-Саянского пегматитового пояса . . . . .	339
<b>Мамарозиков У. Д., Суяндикова Г. М.</b> Позднепалеозойский внутриплитный сиенитоидный магматизм Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань) и его рудоносность . . . . .	341
<b>Миронов Ю. В., Смолькин В. Ф.</b> Реконструкция палеогеодинамических обстановок формирования сульфидных Cu-Ni-PGE месторождений Камчатской провинции на основе петро- и геохимического анализа . . . . .	343
<b>Михеев Е. И., Владимиров А. Г., Цыганков А. А., Хубанов В. Б.</b> Петрология и U-Pb изотопное датирование магматических и метаморфических пород п-ова Святой Нос (Забайкалье) . . . . .	345
<b>Носова А. А., Сазонова Л. В., Ларионова Ю. О., Каргин А. В., Дубинина Е. О., Смирнова М. Д.</b> Протолиты мантийных эклогитов А типа (гранатовых клинопироксенитов) из ксенолитов кимберлитов трубки им. В.Гриба, Архангельская провинция . . . . .	346
<b>Носова А. А., Сазонова Л. В., Каргин А. В., Борисовский С. Е., Хвостиков В. А., Бурмий Ж. П., Третьяченко В. В., Дубинина Е. О.</b> Геохимия оливинов из кимберлитов Архангельской провинции и происхождение оливинов-необластов в деформированных перидотитах . . . . .	349
<b>Петухова Л. Л., Гурьянов В. А., Приходько В. С.</b> Палеопротерозойские малые интрузии мафит-ультрамафитов с Cu-Ni сульфидной минерализацией на юго-востоке Алдано-Станового щита . . . . .	351
<b>Притчин М. Е., Ронкин Ю. Л., Сорока Е. И., Gerdes A., Бушарина С. В.</b> Андезиты Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) . . . . .	353
<b>Ракин В. И., Помазанский Б. С., Ковальчук О. Е.</b> Модель мантийных высокопараметрических алмазоносных пород . . . . .	355
<b>Служеникин С. Ф., Григорьева А. В.</b> Дифференцированные интрузивы Круглогорского типа: петрология и рудоносность (Норильский район) . . . . .	357
<b>Таян Р.Н., Арутюнян М.А., Оганесян А.Е., Овакимян С.Э.</b> Эксплозивные брекчии Каджаранского медно-молибден-порфирового месторождения и их место в рудном процессе (Южная Армения) . . . . .	359
<b>Томилина Е. М.</b> Петрографическое исследование магматических пород используемых как сырье для базальтового волокна . . . . .	361
<b>Томшин М. Д., Травин А. В., Копылова А. Г.</b> Базиты Накынского кимберлитового поля и время их становления (Якутия) . . . . .	363
<b>Удoratина О. В., Капитанова В. А.</b> Редкометалльные месторождения севера Урала и Тимана: датирование минералов и пород . . . . .	366
<b>Чевычелов В. Ю.</b> Растворимость танталита-колумбита в различных гранитоидных расплавах по экспериментальным данным . . . . .	369
<b>Ширяев П. Б., Вахрушева Н. В.</b> Оливин-хромшпинелевые парагенезисы в хромититах и ультрамафитах массива Рай-Из . . . . .	371
<b>Шупилко Е. В., Лохов К. И., Граханов С. А., Лукьянова Л. И., Капитонов И. Н., Лепехина Е. Н., Сергеев С. А.</b> Изотопные и геохимические параметры цирконов из алмазоносных туфов северо-востока Сибирской платформы . . . . .	372

#### ***VI. МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА***

<b>Азимов П. Я., Щипанский А. А.</b> Послеэклогитовая история метабазитов Северо-Западного Беломорья, Фенноскандинавский щит: гранулиты высоких давлений . . . . .	377
<b>Алфимова Н. А., Матреничев В. А., Зингер Т. Ф., Скублов С. Г., Климова Е. В.</b> Гипергенные преобразования цирконов из протерозойской коры выветривания по архейскому фундаменту. Южная Карелия. . . . .	379

<b>Антонов А. В., Лохов К. И., Корешкова М. Ю., Пресняков С. Л., Бушмин С. А.</b> Морфологические и геохимические особенности цирконов с избыточным радиогенным гафнием из лампроитов Порьей губы (Кольский п-в, Лапландский гранулитовый комплекс) . . . . .	381
<b>Арзамасцев А. А.</b> Эволюция палеозойского магматизма Фенноскандинавского щита . . . . .	384
<b>Березин А. Б., Скублов С. Г., Мельник А. Е.</b> Эклогиты центральной части Беломорского пояса: состав и возраст протолита, Р-Т условия и время метаморфизма . . . . .	386
<b>Богина М. М., Злобин В. Л., Шарков Е. В., Чистяков А. В.</b> Происхождение кремнеземистой высокомагнезиальной серии на примере сумийских вулканитов Карельского кратона . . . . .	388
<b>Бороздина С. В., Нерадовский Ю. Н., Грошев Н. Ю.</b> Петрография пород титаноносного Порьереченского комплекса (Кольский полуостров) . . . . .	390
<b>Ветрин В. Р., Белоусова Е. А., Чупин В. П.</b> Вещество палеоархейской коры в мезоархейских вулканах: редкие элементы и изотопная Lu-Hf систематика цирконов из пород Кольской сверхглубокой скважины и ее окружения . . . . .	392
<b>Володичев О. И., Максимов О. А., Слабунов А. И., Кузенко Т. И.</b> Петрологические и геохронологические индикаторы двукратного (?) проявления метаморфизма эклогитовой фации в архее Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита (Гридинская структура) . . . . .	394
<b>Володичев О.И., Кузенко Т.И.</b> Полевощпатовая термометрия в высокотемпературных магматических и метаморфических породах восточной части Фенноскандинавского щита . . . . .	398
<b>Вревский А. Б.</b> Коматиит-толеитовые и известково-щелочные вулканоплутонические серии неархейских структур Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: изотопная геохимия, петрогенезис, пространственно-временные соотношения и геодинамическая природа . . . . .	400
<b>Гоголев М. А.</b> Мезоархейский дацит-риолитовый магматизм как один из индикаторов смены геодинамических режимов в ранних конвергентных системах (на примере Койкарского домена Ц. Карелии) . . . . .	403
<b>Голубев А. И., Иваников В. В., Филиппов Н. Б., Малашин М. В.</b> Карельская трапповая формация . . . . .	405
<b>Горьковец В. Я., Белашев Б.З.</b> Богатые руды Костомукшского железорудного месторождения . . . . .	411
<b>Дмитриева А. В., Кулешевич Л. В., Вихко А. С.</b> Петрохимические особенности и рудная минерализация Хаутаваарского массива (Карелия) . . . . .	413
<b>Егорова С. В.</b> Особенности геохимии пироксенов из палеопротерозойских метагабброноритов Беломорского подвижного пояса . . . . .	416
<b>Егорова Ю. С.</b> Степень коровой контаминации как возможная причина различия составов ранних ( $2.74 \pm 0.1$ млрд лет) и поздних ( $2.72 \pm 0.1$ млрд лет) санукитоидов Фенно-Карельской провинции Балтийского щита . . . . .	417
<b>Иващенко В. И.</b> Главные рудно-формационные типы и перспективы редкометалльного оруденения Карелии . . . . .	419
<b>Иващенко В. И., Фролов П. В.</b> Минералого-геохимические и генетические особенности золоторудного месторождения Новые Пески (Карелия) . . . . .	422
<b>Кожевников В. Н.</b> Гидротермальные цирконы-индикаторы магмато-гидротермальных сред минералообразования в палеоархее-палеопротерозое Карельского кратона . . . . .	424
<b>Козловский В.М.</b> Палеопротерозойский метаморфизм Беломорского подвижного пояса (геохимический аспект) . . . . .	427
<b>Кориковский С. П., Аранович Л. Я.</b> Чарнокитизация бесполовощпатовых метаультрамафитов на примере Лапландского гранулитового пояса: фазовые равновесия, эволюция состава пород и минералов, Р-Т параметры и флюидный режим . . . . .	429
<b>Корнаков А. С., Бушмин С. А., Савва Е. В.</b> Термобарометрия метаморфических пород на орогенных проявлениях золота Карелии . . . . .	431
<b>Король Н. Е.</b> Метаморфическая эволюция Поньгомнаволоцкого гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса восточной части Беломорского подвижного пояса . . . . .	434
<b>Корсаков А. К., Межеловский А. Д., Межеловская С. В.</b> Сравнительный анализ метавулканитов Ветреного Пояса и Печенга-Имандра-Варзугской структуры . . . . .	436

<b>Кулешевич Л. В.</b> Платиноиды в сульфидно-медно-никелевых и хромитовых рудах ультрабазитов архейских зеленокаменных поясов Карелии .....	438
<b>Кулешевич Л. В., Дмитриева А. В., Лавров О. Б., Иванов Д. В.</b> Эльмусская зеленокаменная структура: эволюция интрузивного магматизма, изменения пород и благороднометалльная минерализация (Центральная Карелия) .....	441
<b>Куликов В. С., Володичев О. И., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Куликова В. В., Светов С. А., Слабунов А. И., Гоголев М. А., Полин А. К.</b> Магматические и метаморфические формации и комплексы на новой геологической карте ЮВ Фенноскандии м-ба 1:750 000 .....	444
<b>Латыпова Э. Х., Лохов К. И., Скублов С. Г., Путинцева Е. В., Глебовицкий В. А.</b> Изотопные и геохимические параметры цирконов из кимберлитов оз. Кимозеро (Центральная Карелия) .....	446
<b>Левицкий В. И., Левицкий И. В.</b> Раннедокембрие образования восточной части Балтийского щита и юго-запада сибирского кратона .....	449
<b>Лобанов К. В., Жариков А. В., Чичеров М. В.</b> Корреляция петрологических и петрофизических данных по метаморфической зональности в разрезе Кольской сверхглубокой скважины .....	451
<b>Лохов К. И., Азимов П. Я., Акимова Е. Ю., Прасолов Э. М., Бушмин С. А., Глебовицкий В. А.</b> Изотопы гелия и аргона во флюидных включениях в минералах корундсодержащих метасоматитов и вмещающих породах чупинской толщи (Беломорский подвижный пояс, Хитостров): ограничения на модели генезиса флюида с аномально изотопно легким кислородом .....	454
<b>Лохов Д. К., Смолькин В. Ф., Лохов К. И.</b> Методические проблемы интерпретации лазерно-абляционных данных Lu-Hf системы в цирконах магматических пород (на примере габбро Печенгского и Кенулик-Кениримского комплексов) .....	457
<b>Максимов О. А.</b> Метаморфическая эволюция высокобарных пород Гридинского эклогитсодержащего комплекса .....	459
<b>Матреничев В. А., Скублов С. Г.</b> Гипергенные преобразования титанита в гранитоидах Кочкомского массива (С. Карелия) .....	461
<b>Мыскова Т. А.</b> Состав и возраст архейских гранитоидов Центральной и Западной Карелии Балтийского щита .....	463
<b>Николаев Г. С., Арискин А. А., Бармина Г. С.</b> Бураковско-Аганозёрский расслоенный плутон Заонежья: хромитовая минерализация и оценка условий кристаллизации хромита в исходной магме при помощи модели SPINMELT-2.0 .....	465
<b>Окунев И. С.</b> О возможности месторождений металлических ископаемых в районе импактных структур Фенноскандинавии (зоны разуплотнения, ударно взрывная тектоника (УВТ)) .....	468
<b>Олейник И. Л., Кулешевич Л. В.</b> Благороднометалльная минерализация Койкарского силла (Карелия) .....	472
<b>Петровская Л. С., Баянова Т. Б., Петровский М. Н., Базай А. В.</b> Петрология и геохронология неоархейского гранулитогнейсового комплекса северо-западной части Центрально-Кольского блока (Кольский п-ов) .....	475
<b>Петровский М. Н., Петровская Л. С., Базай А. В.</b> Контозерская вулканоплутоническая ассоциация: щелочные интрузивные серии и их взаимоотношение с эффузивным магматизмом .....	478
<b>Путинцева Е. В.</b> Кимберлиты и метакимберлиты Кимозера (Карелия) .....	481
<b>Рожкова Н. Н., Садовнический Р. В., Михайлина А. А., Инина И. С.</b> Структурная однородность кварца шунгитовых пород .....	484
<b>Рыбникова З. П., Светов С. А.</b> Шпинелиды архейских коматиитов как петрологические индикаторы мантийного магнезиообразования .....	486
<b>Садовнический Р. В.</b> Связь состава и строения шунгитовых пород Максовской залежи .....	489
<b>Самсонов А. В., Степанова А. В., Ларионова Ю. О., Бибикова Е. В., Ларионов А. Н.</b> Высоко-Ti габбро и диориты в фундаменте центральной части Восточно-Европейской платформы: петрология, геохронология и геодинамическая принадлежность .....	492
<b>Светова Е. Н.</b> Агаты в палеопротерозойских вулканитах онежской структуры .....	493
<b>Свириденко Л. П.</b> Эндогенный режим региональной гранитизации докембрия .....	496



<b>Сибелев О. С., Слабунов А. И., Максимов О. А., Бабарина И. И., Володичев О. И.</b> Неоархейские эн-дербиты Гридинского эклотитсодержащего комплекса (Беломорский подвижный пояс): петрология, гео-хронология . . . . .	498
<b>Слабунов А. И., Азимов П. Я.</b> Архейская и палеопротерозойская мигматизация как отражение двух коллизионных событий в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геология и геохронология . . . . .	500
<b>Слабунов А. И., Володичев О. И., Король Н. Е., Сибелев О. С., Бережная Н. Г., Ларионов А. Н.</b> Ар-хейские гранулитовые комплексы Карельского кратона: петрология, геохронология, геодинамика . . . . .	503
<b>Смолюкин В. Ф.</b> Длительность и фазность формирования расслоенных интрузий и габбро-анортозитов палеопротерозоя восточной части Балтийского щита . . . . .	506
<b>Степанова А. В., Сальникова Е. Б., Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Ларионов А. Н., Степанов В. С., Егорова С. В.</b> Детализация истории палеопротерозойского внутриплитного магматизма Карель-ского кратона: новые данные для роев мафических даек . . . . .	509
<b>Травин В. В.</b> Структурные и петрографические особенности раннепротерозойских даек габбро-норитов района села Гридино, Беломорский подвижный пояс . . . . .	510
<b>Филиппов М. М., Дейнис Ю. Е.</b> Шунгитоносные метафлюидолиты палеопротерозоя Онежской струк-туры . . . . .	512
<b>Ходоревская Л.И., Варламов Д.А.</b> Особенности высокотемпературного метасоматоза в Кийостров-ском расслоенном массиве Беломорского подвижного пояса . . . . .	514
<b>Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Егорова Ю. С., Кучеровский Г. А.</b> Особенности формирования коры Балтийского щита при переходе от мезо- к неоархею . . . . .	517
<b>Шаповалов Ю. Б., Горбачев Н. С., Костюк А. В., Султанов Д. М.</b> Редкие и редкоземельные элемен-ты в карбонатах Балтийского щита . . . . .	519

#### ***VI. НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ***

<b>Бойкова И. А.</b> Петрографическая и петрохимическая характеристика продуктивной толщи цеолитовых туфов Ягоднинского месторождения (Камчатка) . . . . .	525
<b>Котенко Т. А., Котенко Л. В.</b> Новейший вулканизм севера о. Парамушир как индикатор состояния гидротермально-магматической системы и ее рудоносности . . . . .	528
<b>Рычагов С. Н.</b> Геотермальные аномалии Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка): со-временный этап развития длительноживущей рудообразующей гидротермально-магматической системы . . . . .	531
<b>Рычагов С. Н., Бойкова И. А., Сандиминова Е. И.</b> Ягоднинско-Банная гидротермально-магматиче-ская система (Камчатка): контроль цеолитового, рудного и геотермального месторождений . . . . .	534
<b>Спиридонов Э. М., Ладыгин В. М., Коротаева Н. Н., Пилипенко О. В., Самсонов А.В.</b> Ключевская сопка: базальты прорыва имени Б. И. Пийпа 1966 г. . . . .	539

#### ***VII. ДИАГНОСТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД***

<b>Богатиков О. А., Докучаев А. Я., Суханов М. К., Смолянинова В. Н., Каргин А. В.</b> Систематическая коллекция магматических горных пород и новые экспозиции в Рудно-петрографическом музее Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН . . . . .	545
<b>Войтеховский Ю. Л.</b> Структурная парадигма петрографии . . . . .	547
<b>Глебовицкий В. А., Иваников В. В., Путинцева Е. В.</b> Петрографический музей Санкт-Петербургского государственного университета: прошлое, настоящее и будущее . . . . .	549
<b>Голубева И. И., Бурцев И. Н.</b> Проблема типизации щелочных ультрамафитов дайкового комплекса Среднего Тимана . . . . .	551
<b>Голубева Ю. Ю., Каргин А. В.</b> Геохимическая типизация кимберлитов и родственных пород севера Анабарского района . . . . .	554
<b>Куликов В. С., Марковский Б. А., Смолюкин В. Ф., Шарков Е. В., Шарпенко Л. Н., Куликова В. В., Кухаренко Е. А., Ланда Э. А.</b> Классификация и номенклатура ультраосновных и основных . . . . .	

высокомагнезиальных (>18% MgO) вулканических пород нормальной щелочности (предложения рабочей группы Секции РПКТ МПК РФ) . . . . .	557
<b>Левин Б. С.</b> Классификация регионально-метаморфических пород . . . . .	559
<b>Николаев Г. С., Арискин А. А., Бармина Г. С., Назаров М. А., Альмеев Р. Р.</b> Новый оливин-шпинелевый fO <sub>2</sub> -барометр для оценки окислительного состояния базальтовых расплавов нормальной щелочности и опыт его применения к породам различного генезиса . . . . .	561
<b>Перетяжко И. С., Савина Е. А.</b> Безкварцевые комендиты и пантеллериты вулкана Немрут (Восточная Турция): процессы эволюции щелочных магм . . . . .	564
<b>Петров Д. А., Кургузова А. В., Мурашко М. Н., Вапник Е.</b> Петрография паропластов формации Хатрурим (Израиль – Иордания) . . . . .	566
<b>Покровский М. П.</b> О главном генетическом подразделении горных пород и месторождений полезных ископаемых: возможности интегративного подхода . . . . .	568
<b>Хомичев В. Л.</b> Петрологические противоречия и парадоксы . . . . .	570
<b>Шарпенюк Л. Н., Кухаренко Е. А., Костин А. Е.</b> Флюидогенные брекчиевые образования и их рудоносность . . . . .	572

Научное издание

**ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ  
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД.**

Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания  
с участием зарубежных ученых

*Печатается по решению Ученого совета  
Института геологии  
Карельского научного центра*

*Печатается в авторской редакции*

Сдано в печать 08.06.2015 г. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Гарнитура Times. Печать офсетная.  
Уч.-изд. л. 64,2. Усл. печ. л. 68,59. Тираж 300.  
Заказ № 281

Карельский научный центр РАН  
Редакционно-издательский отдел  
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50